



Naturalis

Repositorio Institucional

<http://naturalis.fcnym.unlp.edu.ar>

Universidad Nacional de La Plata

Facultad de Ciencias Naturales y Museo



Geología y petrología del basamento cristalino en el área del cerro El Cristo e isla Martín García, provincia de Buenos Aires, Argentina

Dalla Salda, Luis Hugo

Doctor en Ciencias Naturales

Dirección: Teruggi, Mario Egidio

Universidad Nacional de La Plata. Facultad de Ciencias Naturales y Museo
1975

Acceso en:

<http://naturalis.fcnym.unlp.edu.ar/id/20120126000582>



Esta obra está bajo una Licencia Creative Commons
Atribución-NoComercial-CompartirIgual 4.0 Internacional



Naturalis

Repositorio Institucional
FCNyM - UNLP

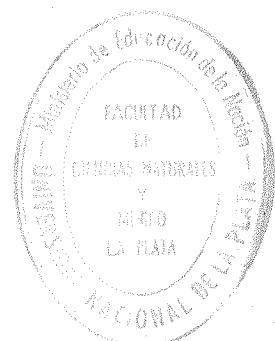


UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA

= FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MUSEO =

Trabajo para optar al título de:

Doctor en Ciencias Naturales



BIBLIOTECA

- Geología y petrología del basamento cristalino en el
área del cerro El Cristo e isla Martín García. Pro-
vincia de Buenos Aires, República Argentina. -

-ooOoo-

Presentado por:

Luis Hugo Dalla Salda

Director de Tesis:

Doctor Mario Teruggi

= 1225 =

-ooOoo-

Resumen.

El trabajo de tesis constituye una nueva contribución al conocimiento del Precámbrico argentino. En el mismo se caracterizan petrológica y estructuralmente dos localidades con afloramiento de basamento cristallino de la Provincia de Buenos Aires, efectuándose, además, las comparaciones petrológicas y geocronológicas entre los mismos.

Para una de las regiones, ubicada sobre las Sierras de Balcarce, se propone denominar al conjunto de unidades precámbricas como Grupo cerro El Cristo, dividiendo al mismo en tres formaciones que se denominan: Oneis Dos Naciones, Migmatita cerro Las Piedras y Granitoide San Veran. Para el conjunto de rocas aflorantes en la isla Martín García se proponen la denominación de Complejo Martín García.

En el trabajo se efectuó el relevamiento detallado petrológico-estructural de las dos zonas estudiadas, se analizaron microscópicamente las rocas incluso con determinación de modos con platina de integración. Para algunas especies componentes, como feldespatos, anfíboles y piroxenes, las determinaciones se efectuaron con platina universal.

A través de la comparación petrológica, estructural y geocronológica se concluye que ambas localidades corresponden a un mismo cinturón orogénico metamorfizado que ha sufrido, al menos, dos grandes ciclos orogénicos superpuestos que se denominan Ciclo Orogénico Balcarciano y Ciclo Orogénico Tandiliano. Cabe señalar, al respecto, que el primero de estos grandes even-

tos orogénicos es posible que corresponda al que en el basamento brasileiro es denominado Ciclo Orogénico Transamazónico.

De los estudios petrológicos efectuados en las rocas del área de cerro El Cristo es posible indicar que la misma está caracterizada por una asociación de gneises con migmatitas y granitoides, siendo estos últimos clasificados como de tipos sincinemáticos y tardiocinemáticos. De los granitos con características de movillados se asigna su energía a la gravitación, llamándose la atención sobre la posibilidad de que exista una fase deformacional secundaria vinculada con la intrusión de los cuerpos.

Por su parte el basamento cristalino aflorante en la isla Martín García, está caracterizado por una asociación de rocas básicas metamorfizadas a la que acompañan escasos derivados sedimentarios (esquistos y gneises) con incipiente migmatización, con la presencia de un cuerpo ultrabásico serpentizado.

En síntesis, el trabajo conduce a una mejor interpretación del basamento precámbrico argentino, para el cual, inclusive, se obtuvieron nuevos fechados radiométricos y que a su vez resulta vinculado mediante la isla Martín García con los basamentos del sur del Uruguay y de otras áreas del Brasil.

INDICE.

	Pág.
Introducción	1
<u>Parte Primera</u>	
<u>La región de cerro El Cristo</u>	
Antecedentes bibliográficos.....	5
Rasgos fisiográficos	9
Geología local	14
<u>El basamento cristalino.</u>	
El basamento tandilliano, la nomenclatura de sus rocas	18
El basamento de la región de El Cristo	
Las rocas, relaciones de campo y petrografía ..	27
Gneis Dos Naciones	27
A.- Características megascópicas y relaciones de campo	27
B.- Características petrográficas	32
Migmatita cerro Las Piedras	36
Migmatitas homogéneas	37
A.- Características megascópicas y relaciones de campo	37
B.- Características petrográficas	39
Migmatitas heterogéneas	42
A.- Características megascópicas y relaciones de campo	42
B.- Características petrográficas	43
Granitoide cerro San Veran	46
A.- Características megascópicas y relaciones de campo.....	46
B.- Características petrográficas	48
Anfibolitas y esquistos, características de cam po y petrografía	53
Estructura del basamento en el área del cerro	
El Cristo	61
Generalidades	61
La región del cerro El Cristo	64

Parte Segunda.

La isla Martín García.

Antecedentes bibliográficos	76
Ubicación y características fisiográficas más sobresalientes	76
Geología local	77
<u>El basamento cristalino.</u>	
Las rocas relaciones de campo y petrografía ...	79
1.- Metabasitas y metaultrabasitas	81
A.- Características megascópicas y relaciones de campo.....	81
B.- Características petrográficas	82
2.- Esquistos, en parte inyectados	87
A.- Características megascópicas y relaciones de campo	87
B.- Características petrográficas	88
3.- Rocas gneísicas	91
A.- Características megascópicas y relaciones de campo	91
B.- Características petrográficas	92
4.- Migmatitas	93
A.- Características megascópicas y relaciones de campo	93
B.- Características petrográficas	95
5.- Rocas filonizadas y movilizadas granitoides.	99
A.- Características megascópicas y relaciones de campo	99
B.- Características petrográficas	99
6.- Rocas ultrabásicas	101
A.- Características megascópicas y relaciones de campo	101
B.- Características petrográficas	101
Estructura del basamento	105
Las edades radiométricas de las rocas del basamento	109

Parte tercera.

Petrología de las regiones estudiadas.

El basamento cristalino de las regiones del cerro El Cristo y la isla Martín García	112
La suceción cristaleoblástica en ectinitas y mignatitas	113
Las plagioclasas de las regiones estudiadas	117
Su composición, variaciones	117
La zonación	119
Las facies metamórficas y las rocas originarias ..	123
Las rocas migmáticas	130
Caracterización petrográfica	130
Ideas petrogénicas	134
La deformación de las rocas de Balcarce y la isla Martín García	138
Las rocas graníticas y su relación con la orogénica	142
La evolución tecto-metamórfica de las localidades estudiadas	147
Las edades radiométricas y el basamento cristalino del Río de La Plata	153

<u>Conclusiones</u>	159
---------------------------	-----

<u>Referencias bibliográficas citadas en el texto</u> ...	165
---	-----

Resumen.

INTRODUCCION

El presente trabajo tiene como finalidad contribuir al conocimiento de la petrología y estructura del basamento ígneo-metamórfico de dos regiones de la Provincia de Buenos Aires: un sector del cordón de Tandilla, el área del cerro El Cristo en los partidos de Balcarce y Lobería y la Isla Martín García del Río de La Plata superior. Son estas regiones donde afloran el conjunto de rocas más antiguas del país, motivo de numerosos estudios desde la época de Darwin y de D'Orbigny.

Entendemos que es importante aportar al mejor conocimiento de la historia geológica de este basamento cristalino, pues no sólo coadyuvará a resolver los problemas geológicos y petrológicos locales sino que pensamos que es necesario e imprescindible para la correcta interpretación de la evolución geotectónica del extremo austral de Sudamérica.

Es de destacar que se incluyó la Isla Martín García en este trabajo por considerarla importante, debido a su posición geográfica, para futuras interpretaciones regionales del basamento cristalino argentino y de sus vinculaciones témporo-espaciales con el resto del continente y con otras masas silíceas antes ligadas al nuestro.

A este respecto es interesante señalar que las últimas investigaciones, en especial los trabajos de dataciones radiométricas, han demostrado que el Precámbrico de Tandilla tiene una muy larga historia geológica que se inicia hace más de 2.200 millones de años. Algo similar sucede con la isla Martín García.

El tratamiento del estudio que aquí se presen

ta, comprende dos aspectos geológicos: el primero consiste en análisis petrográficos y estructurales a través de las determinaciones de campo y estudios de 120 cortes delgados de rocas muestreadas en perfiles detallados, en tanto que el segundo se detiene en el análisis petrológico de las rocas analizadas con el propósito de poder establecer las sucesiones metamórficas-ígneas que afectaron a las rocas del antiguo orógeno. Así mismo se destacaron los aspectos comunes de los afloramientos de Balcarce y de la isla, con el fin de establecer las posibles correlaciones faciales, estructurales y geocronológicas entre dichos ambientes.

Es importante destacar que las técnicas aplicadas en este trabajo (determinación de composición, variaciones y distribución de los tipos litológicos, interpretación aerofotogeológica de los estilos de deformación y fracturación del basamento), determinaron que se profundizaran algunos aspectos específicos, tales como el estudio de la zonación de plagioclasas en metamorfitas y migmatitas que, aparte de su interés científico teórico, tiene repercusión y aplicaciones en el esclarecimiento de la evolución del basamento cristalino.

-ooOoo-

AGRADECIMIENTOS

Mi especial agradecimiento al Dr. Mario E. Terruggi, por dirigir y estimular esta investigación. Con sus continuas y oportunas observaciones, correcciones y sugerencias, guió la cristalización de este trabajo, y tuvo finalmente a su cargo la corrección del manuscrito. Debo expresar asimismo mi gratitud a los doctores Jorge O. Kilmurray y Mario A. Iñiguez R.; al primero de los nombrados por la consulta y discusión de algunos puntos de este trabajo que esclarecieron notablemente al autor y al segundo por las determinaciones efectuadas por difracción de rayos X.

Por último, mi reconocimiento al Sr. Carlos Brianese por la confección de gran parte de los dibujos, y al Sr. Roberto Spinelli por su colaboración en las tareas de campaña.

-ooOoo-

PANTE PRIMERA

LA REGION DE CERRO EL CRISTO

Antecedentes Bibliográficos

Desde las primeras observaciones geológicas sobre el basamento cristalino de Tandilla, han sido efectuados varios trabajos de característica general que comprenden el área del presente estudio. Para el siglo pasado es importante recordar las contribuciones de Darwin (1846); D'Orbigny (1847); De Moussy (1860); Heusser y Clara² (1863) y Aguirre (1882).

Darwin, denomina a las Sierras de Tandil "Sierra de Tapalquén" y "Vulcán", describiendo para ellas rocas cuarzosas granulares macizas, en masas tubulares, además de granitos y mármol en la Sierra de la Tinta, también indica que se encuentran gneisses cuarzosos semejantes a los de Maldonado en la República Oriental del Uruguay, y que la estructura es nor-noreste, sud-sudeste, correlacionándola con el sector norte del Plata. Es importante esta referencia, pues Darwin es el primer autor que menciona datos estructurales y visualiza un único y amplio basamento cristalino constituido por las rocas de Tandilla y Uruguay.

D'Orbigny (op.cit.) transcribe observaciones efectuadas fundamentalmente por Parchappe, que son muy generales y se refieren al basamento de Tandilla, para el cual menciona "rocas graníticas" que correlaciona también con el "Sistema Montevideoano".

V.de Moussy refiere que en Tandil las rocas son muy compactas y cubiertas de líquenes, describiendo gneisses, esquistos micáceos y granitos de cuarzo.

Heusser y Clara² son los primeros que se ocuparon de dar información algo detallada sobre la constitución geológica de Tandilla. Además, se refieren al

gneis-grabito de Uruguay y de la isla Martín García. — Llamam "Sierras Pampeanas" a Tandilia e indican que está compuestas por la Formación Pampeana (pampas formation), que cubre a un gneis-granito localizado al norte y al sur de la sierra y a las "areniscas de los afloramientos del sur". Estas areniscas del sudeste de la sierra son denominadas "areniscas de la Tinta".

Muy posteriormente, Tapia (1936, 1937) realiza investigaciones en la sierra de Tandil, de Balcarce y de Mar del Plata, mapeando la región y describiendo las rocas graníticas del basamento cristalino y su estructura de fracturación. Por su parte, Nágera (1940) en su obra "Tandilia" da los lineamientos regionales de la distribución y caracterización de las unidades litológicas correspondiente al basamento cristalino, de las rocas paleozoicas y de las sedimentitas modernas para todo el cordón serrano entre el cabo Corrientes y las Sierras Bayas. Este autor asigna edad precámbrica al basamento cristalino sobre la base de asignar una edad silúrica inferior a su "Serie Cuarzítica" (parte basal de los Estratos de la Tinta).

Finalmente, y también como trabajo de síntesis, es de mencionar la contribución de Holmberg (1972) quién reúne toda la información presentada hasta el momento sobre la geología del basamento cristalino y la cubierta sedimentaria del cordón serrano de Tandilia.

Específicamente para las Sierras de Balcarce y/o el área del cerro El Cristo y zonas aledañas de los partidos bonaerenses de Balcarce y Lobería, son Radice (1949) y Teruggi et.al.(1962), quienes efectúan los primeros trabajos en las unidades rocosas aflorantes en dichas localidades. Radice (op.cit.) efectúa una descrip-

ción petrográfica del gneis biotítico-hornblendífero de Dos Naciones (Cantera del cerro El Cristo, de la cual se extrajeron bloques que se utilizaron en la construcción de la catedral de la ciudad de La Plata), clasificándolo como "grano-gabro" negro de grano fino, compuesto por labraderita, cuarzo, biotita, hornblenda y ortoclasa; esta autora señala, además, que dicha roca presenta señales de haber estado sometida a intensos movimientos de la corteza que determinaron deformaciones y agrietamiento de los minerales.

Teruggi et al. (1962) se ocuparon de los distintos aspectos geológicos de la Sierra de Balcarce, efectuando relevamientos regionales que muestran la distribución de los distintos tipos litológicos, ya sea de sedimentarios, ígneos o metamórficos, con los principales lineamientos estructurales. Para el basamento de esta región indican un predominio de migmatitas en la parte occidental, mientras que el sur y este refieren metamorfitas, especialmente gneises granatíferos con intercalaciones de anfibolitas y raras calizas cristalinas.

Más recientemente, Teruggi et al. (1974) estudiaron en las Sierras de Balcarce las deformaciones sufridas por el basamento cristalino y mediante la utilización de una nueva metodología basada en el concepto de "dominio tectónico" Hepworth (1967) establece la secuencia de episodios de deformación y las vinculan con las fases de metamorfismo y granitización.

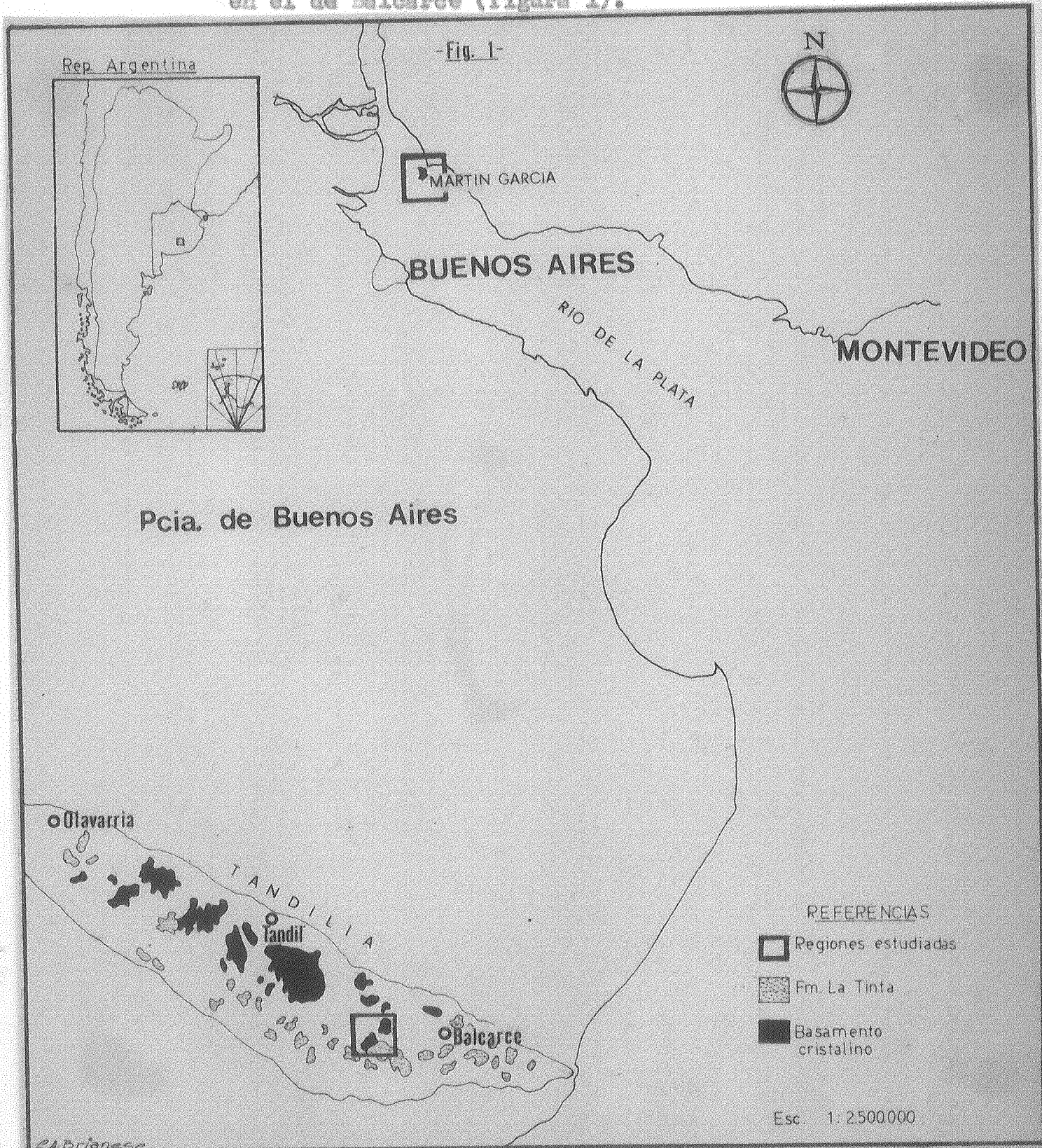
Finalmente caben ser destacados, asimismo, los trabajos que han tenido como objetivo cubrir los aspectos geocronológicos de las rocas del basamento cristalino de la región de Tandilia, entre ellos los de Cazenue

ve (1967), Stipanovic y Linares (1969); Halpern y Linares (1970) y Halpern et al. (1972).

-oo0oo-

Rasgos fisiográficos.

La región de estudio comprende un sector de las denominadas "Sierras de Balcarce". Se encuentra ubicada parte en el partido bonaerense de Lobería y parte en el dd Balcarce (figura 1).



El área de trabajo muestra las características de relieve comunes de la región serrana de Tandil—

Balcarce, especialmente de aquellas zonas donde predominan los afloramientos de rocas del basamento cristalino. Estas características consisten fundamentalmente en cerros aislados de poca altura, menos comúnmente cerrilladas cortas y poco pronunciadas, quebradas y valles no muy marcados y nacientes de arroyos de escaso caudal.

Corresponden al grupo de Sierras Noroccidentales de Teruggi (1962), dentro de la porción oriental de las sierras de Tandil, que comprende toda el área que, desde el borde occidental, se extiende al este de una línea imaginaria que pasa aproximadamente por la localidad de Napaleufú. En esta zona se encuentran cuatro conjuntos de elevaciones aisladas entre sí, que sobresalen la llanura circundante: cerro La Virgen, cerro El Cristo, cerro El Morro y Cinco Cerros, todos con laderas suaves y cumbres redondeadas.

Los cerros El Sombrero (429 m) y El Bote (423 m) constituyen las máximas elevaciones para la zona, donde son comunes los cerros de poco más de 200 m de altura como El Cristo.

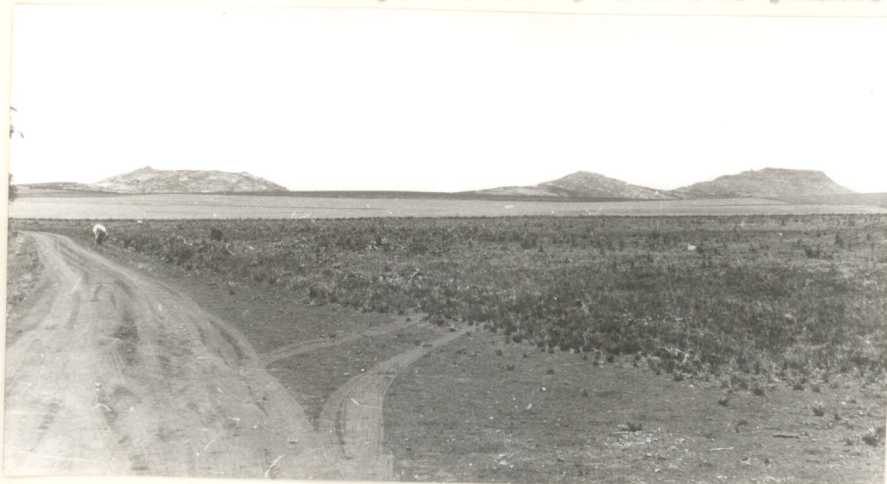
Entre la cerrillada y los cerros aislados existen áreas más o menos llanas, con o sin lomadas mengres, desprovistas de afloramientos de roca precámbricas o paleozoicas, constituidas por sedimentitas modernas que, según Tapia (1937) corresponderían al postpampeano, aproximadamente al Lujanense o Platense; al respecto, Teruggi (1958, 1962) les asigna origen volcánico piroclástico de acumulación eólica, con modificaciones locales por aguas fluviales.

La región serrana en estudio se prolonga hacia el sudeste hasta llegar a Mar del Plata y hacia el

oeste-noroeste, pasando por las sierras de Tandil, hasta Olavarría.

Hacia el sur de la zona de estudio, en el cerro El Sombrero y Sierra Larga de Lobería, las formas del relieve se hacen aplanadas, pues la parte superior de los cerros aparece como una superficie casi horizontal que está condicionada por la presencia de las ortocuarcitas paleozoicas. Este fenómeno es también descrito por Teruggi (1962) quien incluye a los cerros con estas características dentro del grupo sudoccidental y oriental, identificado justamente por el predominio de formas con aspecto de mesas o "buttes" de cumbres chatas o planas subhorizontales y laderas abruptas, a cuyo pie el cambio de pendiente favorece la acumulación del detrito de falda.

En lo que se refiere al basamento de la región de trabajo, se hallan representados fundamentalmente tres tipos de formas de relieve. Estas son: la subredondeada alargada (dólicas), la cónica de laderas de poca pendiente y la cónica truncada con laderas de regular pendiente y cumbres planas (foto 1), El primer grupo



Vista panorámica desde el oeste. De sur a norte, cerro El Sombrero, cerro Las Piedras y cerro San Veran.

-Foto 1-

se encuentra caracterizado por los cerros San Veran y El Cristo (fotos 2 y 3), el segundo por el cerro Las Piedras (foto 1) y el tercero por el cerro El Sombrero, y el extremo norte de la Sierra Larga de Lobería (fotos 4, 5 y 6).



-Vista panorámica desde el sur, en primer plano el cerro San Veran constituido por granitoides, al fondo el cerro El Cristo.

-Foto 2-

Es necesario aclarar que la región en estudio se denomina en forma general como Cerro El Cristo, pero, debería ser llamada Sierra del Cristo debido a que constituye una serie de elevaciones que mantienen una con-



-Vista desde el oeste del cerro El Cristo

-Foto 3-

tinuidad, muy poco interrumpida por abras y quebradas, entre sus extremos norte y sur, o sea cerro El Cristo y cerro El Sombrero. Entre ambos extremos, se localizan, especialmente en la parte media de la sierra, dos cerros bien reconocibles, que para su individualización hemos denominado cerro San Veran y cerro Las Piedras (de norte a sur).



-Foto 4-

- Cerro El Sombrero. En la base afloramientos de basamento, en la cumbre cuarcitas eopaleozoicas. -



-Foto 5-

- Vista norte sur desde el cerro Las Piedras, inmediatamente al oeste del cerro El Sombrero, mirando hacia la Sierra Larga de Lobería. -



-Foto 6-

- Vista hacia el sur. Área de la Garganta del Diablo. Basamento cristalino y cuarcitas. -

Geología local.

En el área de estudio se reconocen tres unidades geológicas mayores bien definidas, el basamento cristalino precámbrico, las sedimentitas cuarcíticas paleozoicas y los sedimentos pleistocénicos.

El basamento cristalino, objetivo fundamental en este trabajo, constituye casi la totalidad de la sierra del Cristo y es el único constituyente de los vecinos cerro El Moro y Santa Catalina. Está compuesto por rocas gneísicas, migmáticas y granitoides con escasas intercalaciones de esquistos y anfibolitas. Este "complejo" ígneo-metamórfico se encuentra deformado, fracturado y atravesado por numerosos filones pegmatoides ácidos.

Cubriendo el basamento cristalino se encuentran las cuarcitas de la Formación La Tinta (Antonoli, 1969). Estas rocas se desarrollan en la zona sur del área de trabajo a partir del cerro El Sombrero (cf. figura 2). Constituye también las cumbres de los cerros del área de la Garganta del Diablo y de la Sierra Larga de Lobería. Teruggi (1962) refiere que estas rocas en el área de Balcarce no afloran nunca por debajo de la cota de 100 m. Esta unidad está constituida por psamitas cuarcíticas de colores blanquecinos, grises claros, amarillentas y rosadas, y muy escasas y delgadas intercalaciones de arcillitas grises verdosas con un desarrollo total de unos 70 m. Tienen estratificación poco marcada, con bancos de uno a tres metros de potencia que se encuentran en posición subhorizontal. Algunos bancos, especialmente los ubicados cerca del contacto con el basamento, son conglomerádicos con fenoclastos de tamaño

gránulo a guija de cuarzo lechoso o amarillento de formas subredondeadas, englobados en la matriz arenosa cuarcítica. Ocasionalmente se observa una escasa matriz arcillosa en estas psamitas, es de color blanquecina o muestra concentraciones de limonita o hematita. El cemento de estas rocas es silíceo o ferruginoso. Algunos estratos muestran estratificación entrecruzada de tipo tabular tangencial simple (Teruggi, 1964) con dirección de paleocorriente predominantemente hacia el sur. Estas rocas se encuentran diaclasadas en dos direcciones fundamentales: noroeste-sudeste y noreste-sudoeste, además de otra complementaria dispuesta en forma paralela a la estratificación.

Sobre la base de los estudios efectuados por Borrello (1966) y los de Rapela, Dalla Salda y Cingolani (1974), se asigna a estas rocas una edad ~~Cambro-Ordó~~ ^{4/5} vílica inferior, aunque hay opiniones distintas (Amos et al., 1972).

En lo referente a la cubierta sedimentaria paleozoica de Tandilia, aparte de estudios de carácter regional ya citados, existen trabajos de carácter específico, ya sea sedimentológicos o estratigráficos, que han contribuido notablemente a aportar nuevos datos para su mejor conocimiento. Entre ellos cabe citar los de Tozzi (1957), Gonzalez Bonorino (1954), González Bonorino et al. (1956), Schauer y Venier (1967), Codignoto (1969), Borrello et al. (1969), Amos et al. (1972) y Amos (1974), Dalla Salda et al. (1972) y las importantes investigaciones sobre los minerales de las arcillas efectuadas por Caillère e Iñiguez (1967), Iñiguez (1970) e Iñiguez y Zalba (1974).

Los sedimentos pleistocénicos serranos, están restringidos al sector inmediatamente al este de la cantera Dos Naciones y en el cerro Las Piedras, donde forman afloramientos psamíticos pequeños, adosados al basamento como remanentes de antiguos rellenos de valles. Esta formación, que tiene una potencia de alrededor de 1 metro, está representada por psamitas gruesas gruesas a sabulíticas de colores castaños y matriz arenosa fina a limosa. En su composición se observan clastos subredondeados de cuarzo amarillo y transparente, feldespatos blancos y rosados, biotita negra y dorada y clastos líticos del basamento y de pelitas. Estas sedimentitas presentan una selección de regular a mala con tamaños de clastos de partículas a guijas. La fracción arcilla es muy escasa y la dominante es arena. Sobre la base de la apariencia textural y estructural que muestran estas rocas, es posible inferir que han sido depositadas en ambiente subáqueo (probablemente fluvial) con aporte detrítico del basamento cristalino precámbrico. Es interesante acotar que para la región de Tandil, Rabassa (1974) establece una Formación Vela, de edad Ensenadense y origen fluvial, que bien podría correlacionarse con la unidad antes descripta.

Finalmente, como relleno interserrano y constituyendo la fundamental unidad de llanura del área en estudio, se encuentra una sucesión sedimentaria más moderna constituida fundamentalmente por limos y loesses castaños y castaño rojizos con escaso desarrollo de estratificación, que eventualmente se encuentran entoscados en horizontes mantiformes subhorizontales, venosos o mamelonares discontinuos. A estas unidades Teruggi (op.

cit.) les asigna origen volcánico piroclástico. Tapia (1937) y Rabassa (op. cit.), a una unidad similar, la atribuyen al Postopampeano, dándole una edad Lujanense o Platense. *N/*



Foto 7. Afloramiento de cuarcitas, cumbre del cerro El Sombrero.



Foto 8. Sedimentitas modernas serranas de cerro El Cristo.

El Basamento Cristalino.

El Basamento Tandiliano, la nomenclatura de sus rocas.

Desde las descripciones de rocas efectuadas por los primeros investigadores que trabajaron en Tandilia, se evidenció una dificultad en la precisión y concreción de los términos utilizados, debido -en especial- al aspecto poco definido de los tipos litológicos, particularmente entre los granitoides y migmatíticos que son tan frecuentes en la región de estudio.

Ya Heusser y Claraz (op. cit.), para las rocas graníticas de Tandilia indican que no existe límite definido entre gneis y granito; el granito puro lo encuentran en el eje de la sierra, constituyendo la parte de Tandil (noroeste de la sierra), para detrás de Tandil (al sudoeste) las rocas se describen como "gneis-granito", que tiene estructuras planas con inclinaciones de 40° a 50° grados al noreste y al sudoeste y rumbo paralelo al eje de la sierra. Este "gneis-granito" lo localizan entre Volcán y cerro Paulino, aflorando como un stock.

Indican también que la sierra de Volcán es similar a las regiones de basamento que afloran en el Uruguay, refiriendo que muy posiblemente estas rocas se encuentren por debajo de las cuarcitas en la localidad de Laguna de Los Padres. Describen el "gneis-granito" diciendo que tiene fábrica variable, a veces de grano grueso como el de la Sierra del Plata o si no de grano fino como las diversas variedades de Tandil. Para Sierra del Plata mencionan composiciones de cuarzo y mica tipo gneis y denominan Cerro del Plata a una elevación con abundante mica. Es de hacer notar que describen para Tandil y en la Sierra de la Concepción cuarcitas y esquis-

tos cuarcíferos como los del Cerro del Plata. Algunas rocas, dicen los autores, tienen aspecto porfiroide pero no hay seguridad en decir que derivan de verdaderos pórfidos. Es interesante esta observación ya que bien pudo ser que se refirieran a las rocas del cerro la Ribulia o localidades cercanas con metamorfitas -algunas de ellas porfiroideas- que serían correlacionables con las "metamorfitas de grano fino" de Teruggi et al. (1973) y las leptinitas de Pasotti (1957). Describen que el "gneis-granito" contiene granate rojo fracturado y turmalina junto con cuarzo. Establecen diferencias entre el "gneis-granito" Tandiliano y el del escudo brasileño diciendo que este último es más cuarzoso y que son distintas las esquistosidades de la Cordillera de la Costa, en la provincia de Río, y las de Tandil.

Por su parte, Holmberg (1884) describe en líneas generales el basamento de las cercanías de la ciudad de Tandil y se limita a decir que la roca de la Piedra Movediza es el "gneis-granito", que constituye fundamentalmente el basamento junto con granito azul, areniscas cuarzosas (dislocadas y casi verticales) y esquistos micáceos inclinados.

También Valentín (1894, 1898) denomina al basamento "Formación gneis-granito" y efectúa descripciones megascópicas de granitos, gneises y rocas de grano fino (córneas).

Hauthal (1896), en un enfoque más crítico, señala que Aguirre (1852) habla de gneis y de "gneis-granito" sin distinguir bien claramente entre estos nombres, e indica que Valentín (1898) los diferencia, pero que los reduce a uno sólo cuando dice "casi todos los m

cimientos de granito muestran estratificación de tal manera que es conveniente usar el nombre gneis-granito hasta haber terminado las investigaciones". Hauthal rehúsa el término y separa el granito eruptivo del gneis sedimentario, sin descartar que el granito puede ser esquistoso por fuerzas mecánicas. Coincide con Heusser y Claraz en que las rocas graníticas de Tandilia se encuentran "hacia el este" ("hacia la distancia más grande del eje de la cordillera") e incluye interesantes observaciones sobre disyunción esferoidal. Cita además gneises con anfíbolitas, venas cuarzosas, calizas granudas con serpentina, augen gneises granatíferos para cerro Bachicha y esquistos micáceos en el cerro La Plata. Cree que hubieron distintas erupciones graníticas, indicando que algunas de ellas son más recientes que el gneis y el micaesquisto. Por último, de variaciones en el rumbo de la esquistosidad de los gneises entre un regional noreste-sudoeste con inclinaciones al sud-este y valores norte-sud, este-oeste y aún noroeste-sudeste.

Las dificultades que tuvieron estos primeros investigadores en tratar las rocas graníticas, gneisicas e intermedias migmatíticas también se encuentran reflejadas en los trabajos más modernos.

En efecto, puede comprobarse que los últimos autores que investigaron sobre la petrografía del basamento cristalino de Tandilia han utilizado distintos términos para nominar sus rocas (véase cuadro 1). Si bien en algunos casos es posible advertir que existe coincidencia en ciertos términos, por ejemplo en lo referente a algunas metamorfitas y granitos, es más común observar que estos autores han utilizado distintos criterios

para nombrar los mismos tipos litológicos. No obstante, existen ciertas coincidencias en las nomenclaturas propuestas. Así, si tomamos en primer lugar la serie de las metamorfitas no migmatizadas, aparecen en ella términos como gneises, anfibolitas, esquistos, calizas cristalinas, hornfelses y milonitas, que según las características descritas por los distintos autores -y a lo observado por nosotros en el terreno- corresponden a tipos litológicos bien definidos sobre los que los investigadores están de acuerdo. Sin embargo, en algunos casos, el término gneis trae aparejadas algunas dudas sobre los tipos de rocas a las que se aplica. Por ejemplo, Teruggi (1962) lo utiliza para rocas sin migmatización evidente, en tanto que, aparentemente, Quartino y Villar Fabre (1967) lo usen con un criterio más amplio, incluyendo en el mismo a las migmatitas. Por otra parte, Villar Fabre (1955) y González Bonorino et al. (1956) reconocen un tipo especial de milonitas que denominan "milonita gnéisica" (sic.), término que entendemos quiere significar un tipo foliado de milonita.

Evidentemente, las mayores dificultades con las correlaciones nomenclaturales se encuentran en el grupo de las rocas migmatíticas. Sin duda, existe una gran variedad de términos (cuadro 1) ya que se han utilizado denominaciones genéricas tales como "migmatita" o más específicas dividiendo a estas rocas en algunos subtipos como epibolita, embrequita o anatexita. Ha sido también común distinguir migmatitas en base a composición, por ejemplo migmatita granítica, granodiorítica y tonalítica.

Al respecto es interesante señalar una coinci

dencia entre los términos utilizados para describir migmatitas entre Teruggi (1962) y González Bonorino et al. (1956) en lo referente a las características estructurales (relación leuco-melanosoma) y la composición de las rocas; especialmente, es posible correlacionar los términos embrechita con gneis de ojo, epibolita con gneis bandeado y granito migmatítico con analoxita. Existe además un acuerdo respecto a la composición de las rocas, ya que estos autores coinciden en clasificarlas como graníticas hasta tonalíticas.

En base a la nomenclatura dada en los distintos trabajos y con el fin de uniformarla creemos que es necesario reagrupar los principales términos utilizados y de ese modo poder correlacionar los grupos litológicos aflorantes en distintas localidades del basamento cristalino de Tandilia.

De tal manera se han reunido en la siguiente lista, en forma simplificada y utilizando una nomenclatura de uso general, los tipos litológicos descriptos hasta el momento para el basamento de Tandilia, y que será utilizado como base para las descripciones de rocas del presente estudio.

Los grupos y tipos litológicos presentes en el basamento de Tandilia.

A.- Metamorfismo regional

1.- Rocas no-migmatizadas (ectinitas)

Esquistos

Gneises

Anfibolitas

Mármoles (calizas cristalinas)

2.- Rocas migmatizadas (de composición granítica a tonalítica).

Epibolitas

Embrechitas

Anatexitas

B.- Metamorfismo de contacto

Hornfelses

Skarns

C.- Metamorfismo dinámico

Milonitas

Ultramilonitas

D.- Rocas granitoides de aspecto plutónico

Granitos

Adamellititas

Granodioritas

Tonalitas

Sienitas

E.- Rocas de filón

1.- Diferenciadas

Aplitas

Pegmatitas

Lamprófiro

2.- No diferenciadas

Diabasas

Graníticas hasta tonalíticas

A este respecto es conveniente destacar que la inclusión de algunos tipos litológicos en estas categorías presentan dudas que derivan de la misma naturaleza del problema petrológico que representan, como por ejemplo en la distinción entre gneises y algunas migmatitas (principalmente entre los tipos epibolíticos y embrechíticos) por un lado, y entre anatexitas y granitoides por otro.

Es inevitable que en la clasificación de las rocas antes mencionadas intervenga la apreciación que se haga de su petrología, factor variable de acuerdo con el investigador que las estudie.

-ooOoo-

Cuadro 1Región de TandilVillar Fabre (1955, 1957)

Granitos migmatíticos
 Migmatitas tonalíticas
 Caliza-anfibolita
 Basamento indiferenciado

Teruggi et al (1958)

Migmatitas graníticas
 Migmatitas granodioríticas
 Migmatitas tonalíticas
 Milonitas
 Anfibolitas
 Calizas cristalinas
 Basamento indiferenciado

Quartino y Villar Fabre

(1967)

Gneises (sentido amplio)
 Anfibolitas
 Granitos (tonalitas a granitos)
 Skarns
 Diabases

Teruggi et al (1973)

Migmatitas
 Anfibolitas
 Granitoides
 Metamorfitas de grano fino

Región de MalcorasTeruggi et al (1962)

Migmatitas anatecticas, tonalíticas a graníticas)
 Embrechitas, en parte epibolíticas
 Gneises
 Anfibolitas
 Mármol serpentínico

Teruggi et al (1974)

Migmatitas epibolíticas, embrechíticas y anatecticas
 Gneises
 Anfibolitas
 Esquistos
 Granitóide (granito anatectico)

Continuación cuadro 1:

Región de AzulCortelezzi (1954)

Granitos (hasta dioritas)

Granitos milonitizados

Milonitas de granitos

Hornfelses

Ortoanfíbolitas

Villar Fabre (1955)

Granitos

Migmatitas: esquistos por
firoblásticos, esquistos
de inyección difusa, mig-
matitas gnéissicas y gra-
nitos migmatíticos.

Milonitas

Ultramilonitas

Milonitas gnéissicas

Gonzalez Honorino et al (1956)

Granitos

Tonalitas

Granito migmatítico

Migmatita tonalítica

Migmatitas: gneis de ojo, gneis
bandeado y granito migmatítico

Milonitas y milonitas gnéissicas

Dibasas

El basamento de la Región El Cristo

Las rocas, relaciones de campo y petrografía

Para el área de la sierra El Cristo, típica región con afloramientos de rocas correspondientes al basamento cristalino de la región de Balcarce, se han reconocido tres grandes unidades litológicas con rango de Formación, reunidas en un Grupo que proponemos se denomine cerro El Cristo (Mapa, figuras 2 y 2 bis).

Las tres unidades formacionales que componen el Grupo El Cristo son las siguientes, ordenadas según la sucesión de fenómenos metamórfico-ígneos: Gneis Dos Naciones, Migmatita cerro Las Piedras y Granitoide cerro San Veran.

Es de destacar que las dos primeras formaciones se distinguen en base al predominio de los tipos gnéissicos y migmáticos, pudiendo ser encontrados en la primera, tipos litológicos de la segunda o viceversa. - Además, es de hacer notar que los límites entre dichas unidades son en algunos lugares algo convencionales, ya por la génesis de dichas rocas los pasajes son graduales, y a su vez complicados por la compleja estructura del basamento de la región. Intercalados en las sucesiones gnéissicas de la Formación Dos Naciones, y en la parte predominantemente migmática que denominamos cerro Las Piedras, aparecen escasas anfíbolitas que serán tratadas en forma conjunta como tema aparte.

Gneis Dos Naciones

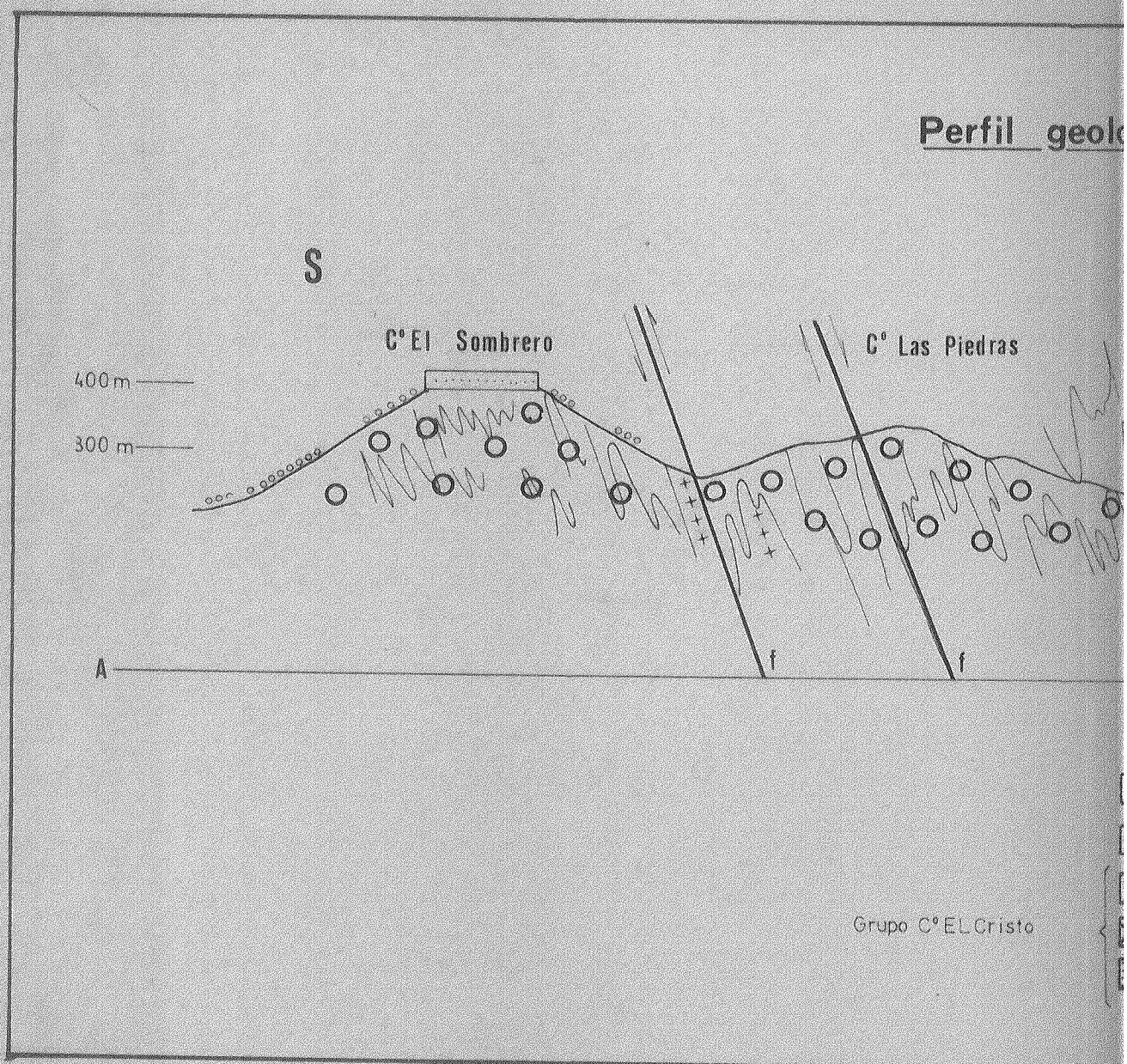
A.-Características megascópicas y relaciones de campo

D2.

Estas rocas se encuentran bien representadas

Figura 2 bis

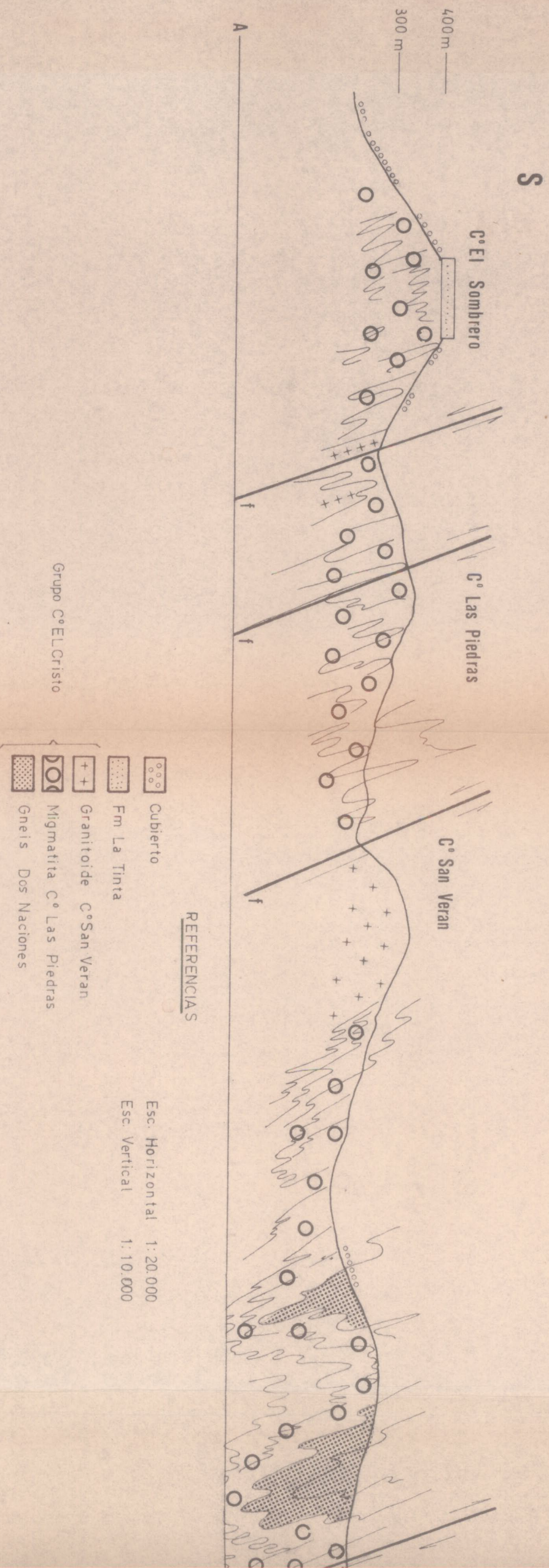
Perfil geol



en el área norte del cerro El Cristo (véase mapa, figura 2), pero en asociación con otros tipos litológicos se los encuentra también en el resto del área.

En el campo se reconocen gneises granitíferos biotíticos, con abundantes porfiroblastos de granate rojo aislados o en agregados lenticulares. Existen también variedades hornblendíferas, donde se observan saltuariamente porfiroblastos de distribución independiente, con respecto a los feldespatos presentes en las fo-

Perfil geológico región C^o El Cristo

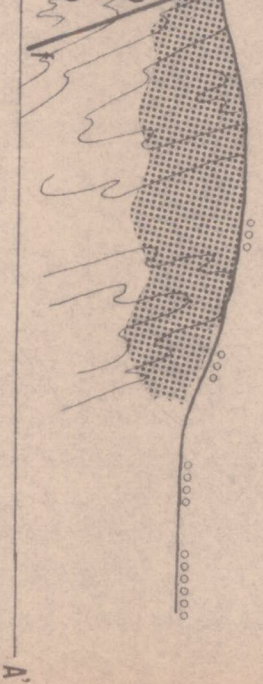


REFERENCIAS

N

C° El Cristo

— 300m



lias claras.

En general, se trata de rocas de colores grises oscuros, menos frecuentemente grises claros o castaño amarillentas y rosadas; su graño es variable, predominando un graño medio que oscila entre 1 y 2 mm; es frecuente que las folias claras tengan mayor tamaño de graño que las oscuras. Las variedades de grano algo más fino (cantera Dos Naciones) son las que presentan menor desarrollo de foliación y porfiroblastesis.

En la cantera Dos Naciones existen variedades de gneises oscuros, que presentan venaciones cuarzo-feldespáticas de espesores entre 1 y 5 cm dispuestas en forma discordante, con bajo ángulo con respecto de la foliación, que se confieren un cierto aspecto diadistíco (foto 9).



Foto 9. Gneis de biotita y granate de la zona de la cantera Dos Naciones. Obsérvese pliegues ptigmáticos y rellenos de antiguas diaclasas paralelas a la esquistosidad.

Se disponen en una alternancia de fajas o paquetes de uno a varios metros de espesor, compuestos de distintos tipos de gneises, o bien de una asociación gneis-migmatita, con raras intercalaciones delgadas de esquistos micáceos o anfibolitas. Estructuralmente están caracterizados por la presencia de una foliación regular penetrativa, dada por la alternancia de finas capas de milímetros a centímetros de minerales claros y oscuros; menos frecuentemente, hay una lineación de minerales felsíticos dispuestos en agregados alargados en forma de lápices paralelos a la foliación. Las variedades biotíticas granatíferas también pueden presentar esquistosidad, siempre paralela al bandeo o foliación y dada por una fuerte orientación de las láminas micáceas dispuestas en las folias oscuras de tales gneises.

En oportunidades han sido observados pasajes transicionales entre gneises y epibolitas, con aumento progresivo del material granítico de las folias claras, alcanzando, en las migmatitas, espesores de hasta 5 a 10 cm.

En el sector central, ligeramente al nordeste de la localidad de Dos Naciones, se encuentra una cantera abandonada de la que se extrajeron, hasta hace pocos años, bloques de roca gneisica gris oscura que se utilizaba como chapas para frentes y pisos. En esta zona afloran gneises ligeramente inyectados de color gris oscuro biotíticos y en parte granatíferos, regularmente foliados, y en bancos de no más de un metro de espesor, con marcada esquistosidad. En general, la roca es muy micácea de grano medio y con zonas pegmatítica con cristales de tamaño grueso de feldespatos y cuarzo. Estas zonas pegmatíticas y venosas son de distinta forma y tam-

no; su relación estructural respecto a la foliación o esquistosidad de los gneises es la siguiente: es posible observar venación según la esquistosidad, dando como resultado una roca semejante a las migmatitas de tipo epibolíticas, con las regiones leucoocráticas de pocos centímetros; venas plegadas y discordantes, semejantes a las descritas por Sederholm como pliegues ptigmatíticos y verdaderos filones pegmatíticos cuarzo-feldespatíticos de más de un metro de potencia, ya concordantes, ya discordantes. En este último caso se notaron efectos colaterales de hidrotermalismo sobre las rocas gneissicas de caja.

En las proximidades de la misma cantera, fueron observados xenolitos dentro de los gneises, algunos de los cuales se encuentran semidigeridos (skyalitos de los autores ingleses) constituidos por trozos de rocas básicas de tipo anfibolita, de algunas decenas de centímetros de tamaño.

Hacia el norte de la cantera continúan las rocas gnéisicas descritas para el sector septentrional del cerro El Cristo. Es de destacar que son muy semejantes a los gneises inyectados que se encuentran inmediatamente al sur de la cantera.

B.- Características petrográficas

Microscópicamente, las rocas revelan dos tipos estructurales distintos: uno, posee marcada foliación dada por la alternancia de folias claras y oscuras y otro que solamente muestra una débil orientación paralela a subparalela de minerales planares o prismáticos. Las texturas son predominantemente granoblásticas, en

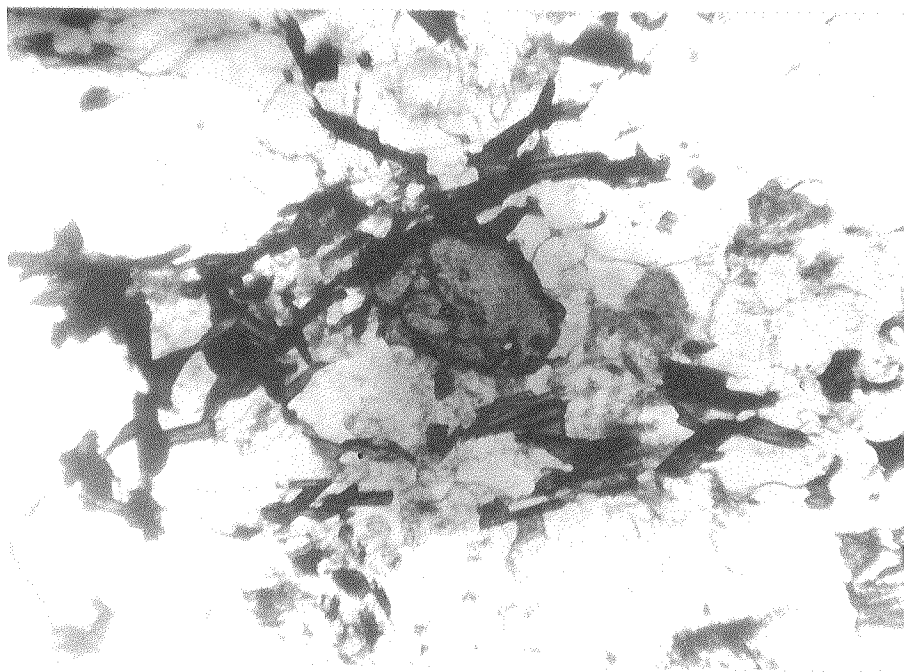
parte lepidoblástica cuando se trata de rocas ricas en biotita. Existen variedades porfiroblásticas especialmente en los tipos granatíferos; además se observaron gneises donde el alargamiento de las plagioclases es coincidente con el paralelismo de la biotita.

Sobre la base de la composición mineral observada es posible dividir a los gneises de la región en estudio en dos tipos fundamentales: gneises granatíferos-biotíticos y gneises hornblendíferos-biotíticos (eventualmente con granate).

Los gneises granatíferos-biotíticos (foto 10) están compuestos por plagioclase, cuarzo, biotita, granate, epidoto, y en algunos casos microclino intersticial. Entre estos minerales predominan los félsicos (ver notas tabla 1). El más abundante es la plagioclase de tipo andesina, cuya composición varía fundamentalmente entre An 36 y An 48, aunque en algunas muestras se midieron oligoclases básicas y aún labradoritas. Las plagioclases constituyen la parte fundamental de las folias claras, encontrándose también, pero en forma accesorias, en las folias oscuras o como porfiroblastos. Sus formas son subidioblásticas de un tamaño medio entre 1 y 3 mm. Se la encuentra fresca o parcialmente sericitizada, especialmente en los núcleos de los cristaloblastos. En algunas rocas las plagioclases se encuentran fuertemente reemplazadas por agregados de muscovita, epidoto granular de tipo zoisita o clinozoisita y calcita. Presentan a menudo inclusiones de biotita y en las variedades hornblendicas de anfíbol.

El cuarzo sigue en abundancia a la plagioclase, muestra formas xonoblásticas en individuos aislados o en mosaicos policristalinos, siempre con bordes cremosos.

lados de extinción ondulante.



-Foto 10. Fotomicrografía de un gneis de biotita y granate (muestra X-4) del norte del cerro El Cristo. Obsérvese la foliación y el porfiroblasto de granate con inclusiones. Sin analizar. 35 aumentos.

ta y opacos.

El granate está presente en cantidades que oscilan entre 0.1 y 7%. Es de incoloro hasta rosado y xenoblástico a subidioblástico; usualmente tiene un tamaño semejante al de los fósicos, pero no son raras las rocas que muestran grandes porfiroblastos de hasta 0.5 centímetros. En algunas rocas de la parte norte del cerro El Cristo se los observó con numerosas inclusiones de biotita, cuarzo y plagioclasa. En algunos casos aparecen envueltos por láminas de clorita y biotita. De acuerdo con el análisis composicional efectuado por difracción de rayos X, se trata de una mezcla de las moléculas de almandino y piropo, predominando el primer mi-

La biotita

(2V=22 grados) usualmente está presente en cantidades que varían entre 10 y 25%. Se trata de individuos subidioblásticos de colores castaños rojizos a castaños verdosos y pleocróicos. Se encuentra como láminas aisladas, generalmente dispuestas en forma subparalela, o en agregados de varios minerales de hasta 5 cm de tamaño en paragénesis con epidoto, hornblenda, titanita y opacos.

ral nombrado en las muestras analizadas.

En forma intergranular aparecen cantidades menores al 5% (usualmente menos del 1%) de microclino xenoblástico. Constituye cristales pequeños y con regular desarrollo de su típico maclado. Algunos individuos de microclino y de plagioclasa muestran en sus bordes finos agregados de un mineral de bajos índices y birrefringencia (albita?) y mirmequitas.

Relacionados con la biotita aparecen escasos y pequeños granos de epidoto incoloros a ligeramente castaños y ortita.

Como accesorios apatita, titanita y opacos (principalmente magnetita).

Los gneises de biotita y hornblenda (foto 11) aparecen especialmente desarrollados en el área de la cantera Dos Naciones y reúnen las principales características texturales, estructurales y composicionales de los gneises de granate y biotita, excepto

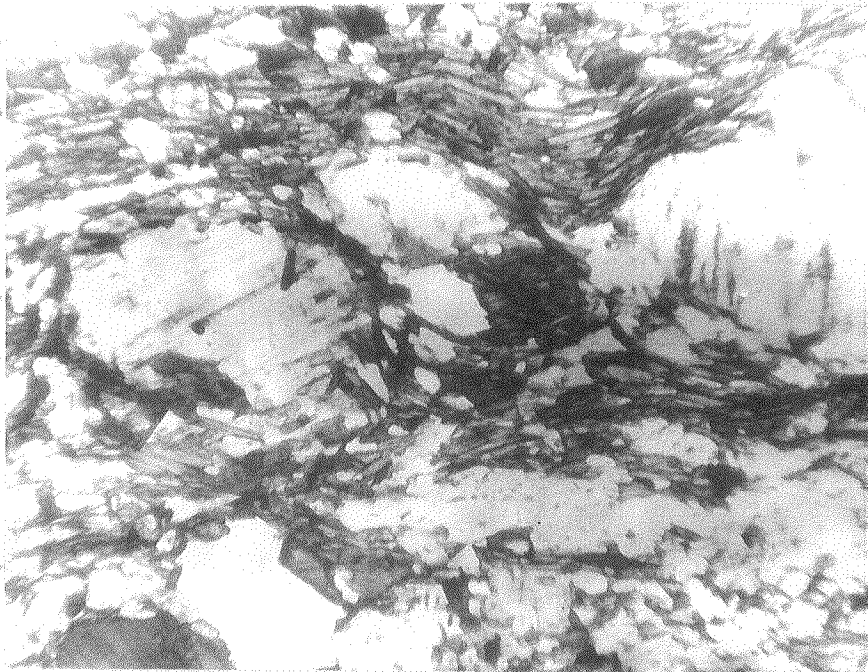


Foto. 11. Fotomicrografía de un gneis de biotita y hornblenda. Sin analizador. 35 aumentos.

por la carencia

de granate que es reemplazado por una cantidad similar de un anfíbol verde pleocroico (verde oliva, verde amarillento, castaño amarillento) de formas pris-

máticas subidiomórficas y fresco, que de acuerdo con sus propiedades ópticas (2 Vx: 70 grados, Zc: 15 grados) se clasifica dentro del grupo de las hornblendas y de tipo hastingsítico (Deer et al. 1962). A este anfíbol lo acompañan cantidades de plagioclasea semejantes a la de los gneises granatíferos, que en estos casos tiene un contenido de anortita ligeramente superior que los del tipo antes descrito.

Migmatita cerro Las Piedras.

Teruggi et al. (1962) y Teruggi et al. (1974) reconocen para la región de Balcarce rocas migmatíticas principalmente de tipo homogéneas según el criterio de Jung y Roques (1952), representadas por anatexitas con marcado aspecto ígneo dado por la estrecha mezcla e interacción del material metamórfico y granítico. Estos autores indican que también se encuentran embrechitas del tipo de los gneises inyectados o flebita, con pasajes a epibolitas, distinguiendo petrográficamente dos tipos principales de anatexitas: tonalíticas y adamelliticas-graníticas.

En esta contribución adoptaremos nuevamente el criterio seguido por Jung y Roques y Teruggi et al. (op. cit.) para estas rocas tan particulares, reconociendo tres tipos fundamentales de acuerdo con las relaciones existentes entre el leucosoma y el melanosoma: migmatitas homogéneas de variedades embrechitas y anatexitas y heterogéneas de variedad epibolita.

En la región de estudio estas rocas se encuentran constituyendo afloramientos bandeados o faldados en

gran escala, de hasta varios cientos de metros de espesor, a veces se las observa intercaladas con gneises o cruzadas por numerosas venas pegmatoides. En general, es posible decir que predominan los tipos homogéneos a los heterogéneos y que existen transiciones entre los tipos antes señalados.

Las migmatitas homogéneas.

A.- Características megascópicas y relaciones de campo.

Las migmatitas homogéneas, anateixitas y embrechitas son de colores grises claros hasta rosados, tienen aspecto "plutónico", a pesar de no mostrar una distribución y grano uniformes que es el caso de las plutonitas ígneas. El grano va de grueso a mediano y son rocas ricas en minerales félsicos, especialmente cuarzo. Saltuariamente, muestran venas lentiformes de cuarzo o feldespatos, menos comúnmente "ojos" generalmente concordantes con una débil foliación entrecortada que está dada por orientación relictual de biotita. Además se suelen presentar relictos difusos de folias oscuras en las que hay concentraciones de mafitos en áreas lenticulares. En las rocas del centro y sur de la región del Cristo se individualizaron zonas de concentración de feldespatos, que son de grano más grueso y llegan a formar numerosos porfiroblastos de más de un centímetro. En la Garganta del Diablo, en la zona sur del área de trabajos, las embrechitas se caracterizan por presentar fuerte porfiroblastesis de feldespato de tamaño entre 1 y 10 cm, generalmente de formas lenticulares, dispuestos en el sentido de la foliación relictual dada por biotita y granate (foto 12).

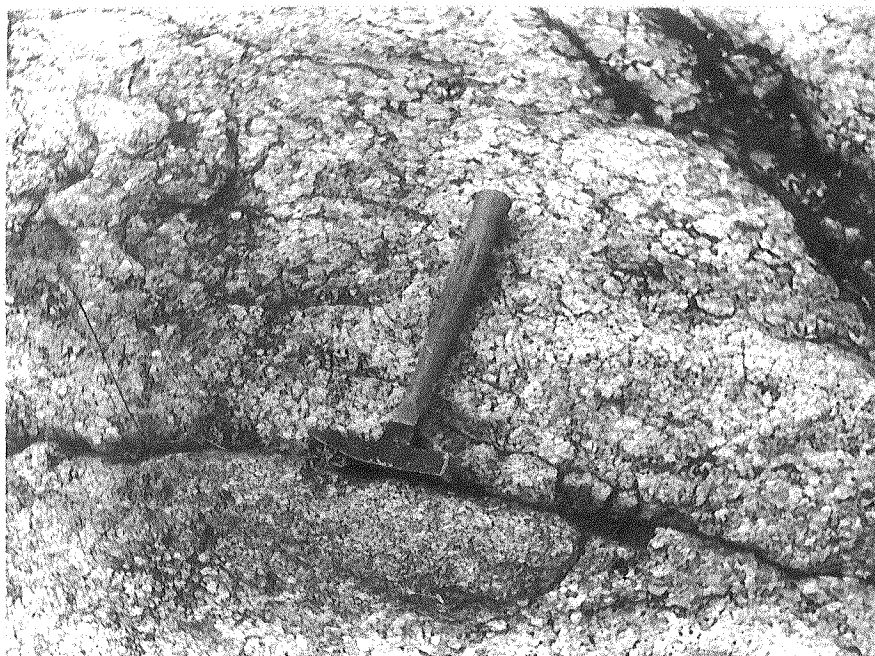
En otras localidades se observaron anateixitas granatíferas y feldespáticas que pasan a rocas biotíticas algo más foliadas, presentando segregaciones pegmatíticas y estructuras de tipo "pinch and swell". En general, estas rocas son macizas, de colores grises y de grano medio, granatíferas y con cristales de biotita y plagioclasas de hasta 5 mm.-



Foto 12. Embrechita del sur del Área de trabajo, región de la Garganta del Diablo. Obsérvese la porfiroblastésis alargada en el sentido de la débil foliación.

Los granates se encuentran distribuidos regularmente como porfiroblastos de un tamaño medio de 2 mm y son de colores rojizos oscuros.

En el cerro Las Piedras (foto 13) se localiza una roca de tipo granítico, homogénea, de grano grueso y granuda, que se clasificó tentativamente como una anateixita. Es de color rosado claro y equigranular, con una regular distribución de feldesícos. Por el contrario, los mafitos (entre los que predomina la biotita), se encuentran concentrados en zonas preferidas. La roca se encuentra atravesada por venas pegmatoides de poco espesor y rumbo norte 240 y norte 300.

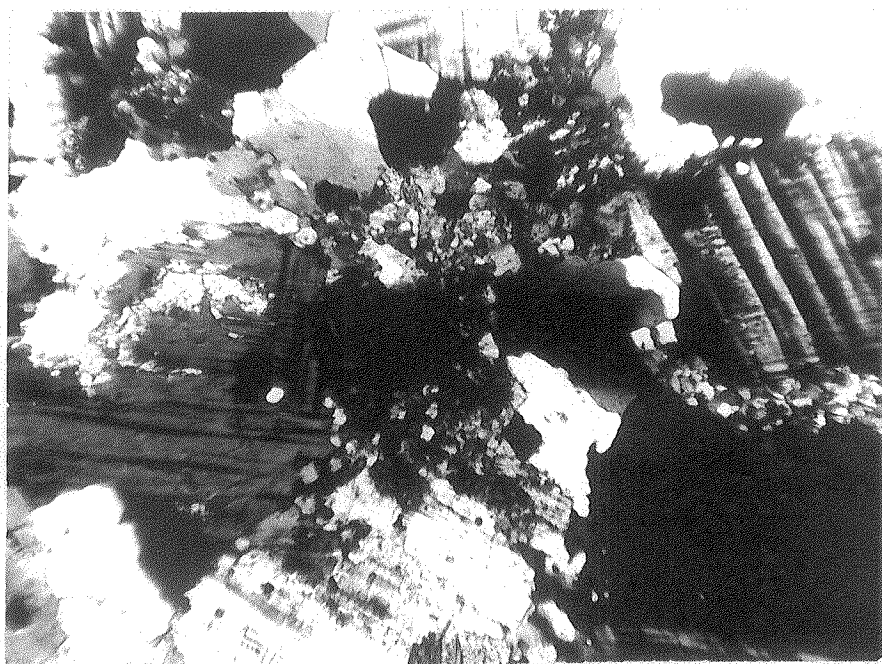


- Foto 13. Anatexita de la zona del cerro Las Piedras. Obsérvese la débil foliación dada por la disposición de la biotita.

B.- Características petrográficas.

Al microscopio se observa en estas rocas una débil foliación dada principalmente por paralelismo dada por láminas de biotita; otras veces existe un paralelismo entre fósiles alargados, disposición ésta que también le confiere un aspecto gneisico. Están compuestas fundamentalmente por plagioclase de tipo anortita 28 a 32, cuarzo y microclino peritítico con un 2V de 70 grados (20% de albita). La textura más frecuente es la porfiroblástica a granoblástica (foto 14). El mafito más común es la biotita, pudiéndolo acompañar escaso granate de tipo almandino (la composición, de acuerdo al análisis efectuado por rayos X es semejante a la que ofrecen los granates de los gneises). La composición varía entre tonalítica y granítica (ver todas tabla 1) y más co

minamente entre tonalítica y granodiorítica. Es característico de estas rocas, tanto como en los granitoides,



- Foto 14. Fotomicrografía de una anatecita de textura granoblástica con incipiente cataclasis intergranular. Con analizados. 35 aumentos.

la presencia de muscovita. En una muestra de los afloramientos de migmatita de la zona septentrional, la plagioclasa se muestra zonada (foto 15), con anortita 34 en el núcleo y anortita 24 en el borde. En la muestra 40 de la región sur del cerro de Las Piedras, la biotita está acompañada por cantidades subordinadas de anfíbol verde

y epidoto amarillento. Es interesante señalar que es en

esta localidad donde se midió la plagioclasa más básica para estas rocas, con un contenido en anortita del 48%.

Estas rocas presentan, además, microcline intersticial, con reacciones de



Foto 15. Fotomicrografía de una embragita porfiroblástica. El cristal mayor es de plagioclasa zonada, su núcleo turbio es más básico que el borde límpido. Con analizados 35 aumentos.

tipo mirmequíticas frente a la plagioclaza contigua. Cabe señalar asimismo, que muchas de estas rocas presentan señales incipientes de cataclasis intergranular.

Las rocas migmatíticas del cerro Las Piedras muestran textura granoblástica también con ligera cataclasis intergranular. Son leucocráticas ya que los mafitos no superan el 5% de minerales presentes en la roca. Están compuestas por microclino, cuarzo, plagioclaza y escasas biotita. El microclino muestra buen desarrollo de su maclado, es perfitico de tipo venoso y se encuentra parcialmente alterado en un agregado de sericita y alófono. Sus cristales son anedrales de bordes ameboidales y usualmente están rodeados por cristales más pequeños de microclino maclado, cuarzo y otro mineral de índices menores que el bálsamo del Canadá, sin maclas que podrían tratarse de albita. Por zonas, la roca tiende a mostrar una relación micropegmatítica entre el cuarzo y el feldespato potásico. En algunos cristales de microclino se observan inclusiones de una antigua plagioclaza muy reemplazada por sericita y productos arcillosos. La plagioclaza es oligoclaza básica (An 28) y se encuentra muy reemplazada por sericita, clorita, epidoto y agregados arcillosos, que dificultan su determinación. Acompañan a los feldespatos cristaloblastos de cuarzo intersticial o en mosaicos policristalinos con extinción ondulante; también se lo halla en las mirmequitas como producto de la reacción plagioclaza-potásico. La biotita cloritizada, el principal mafito, se encuentra en individuos aislados o en grupos reemplazada total o parcialmente por proclorita o clinocloro, siendo también frecuente las escamillas de pennina. Asociado con la big

tita cloritizada aparecen pequeños cristales menores de 0.1 mm de epidoto verde claro, ligeramente pleocroico y de alta birrefringencia de tipo pistacítico. Este epidoto parece ser producto de reemplazo de la biotita, ya que se lo observó, en ocasiones, cristalizado en los planos de clivaje de la misma. Acompaña escasa muscovita como inclusiones o reemplazo dentro de los feldespatos en forma intersticial, también en la asociación clorita biotita-epidoto. Como accesorios escasos opacos y apatita.

Las migmatitas heterogéneas.

A.- Características de campo.

Las migmatitas heterogéneas, fundamentalmente de tipo epibolíticas se encuentran también ampliamente distribuidas en el área del cerro El Cristo y en la región del cerro Las Piedras.

Se trata de rocas bien foliadas, con marcadas bandas claras y oscuras y de colores generalmente grisáceos, a veces rosados. Tienen muy frecuentemente un grano de tamaño grueso a medio. Las folias claras tienen entre 2 y 5 cm de espesor (algunas veces aún más) y son cuarzo feldespáticas; a menudo estas bandas semejan pegmatitas concordantes con la foliación del gneis primitivo. Las folias oscuras son generalmente de grano más fino que las claras y están compuestas por biotita y granate. Por sectores estas folias oscuras se engrosan y en estos casos se establecen concentraciones de cuarzo y/o feldespato; los leucosomas graníticos muestran individuos más idiomorfos que en el resto de la roca. Son

frecuentes los porfiroblastos de granate rojizo que alcanzan en oportunidades tamaños de hasta 2 cm; en algunos casos se los encuentra envueltos por clorita o biotita. Se han observado también estos granates incluidos en los leucosomas de estas epibolitas.

Es frecuente que, sobreimpuesta a las folias claras u oscuras, se presente una débil porfiroblastosis de feldespatos.

En el sector que va desde el cerro Las Piedras hasta el sur de la sierra, al oeste del cerro El Sombrero, aparecen epibolitas grises de grano grueso, biotíticas y granatíferas en fajas de varios metros de potencia, intercaladas en rocas gnéisicas grises bien foliadas, apareciendo entre ellas rocas graníticas semejantes a filones concordantes.

En los afloramientos del norte las rocas se hallan gneises epibolíticos plegados hasta verdaderas epibolitas con bandas de 5 a 10 cm de espesor de composición granítica. Estas epibolitas son de colores grises claros y oscuros, tienen grano grueso y en los sectores oscuros se observan concentraciones de biotita con escaso granate rojo. Los sectores claros son cuarzo feldespáticos y de colores grises claros hasta amarillentos, con frecuentes feldespatos cuedrales y lentes de cuarzo. Estos sectores leucocráticos se encuentran casi invariablemente constituyendo folias concordantes con la esquistosis que muestran los sectores oscuros ricos en biotita y granate de la roca (foto 16)

B.- Características petrográficas

Al microscopio, estas migmatitas de tipo epi-



Foto 16

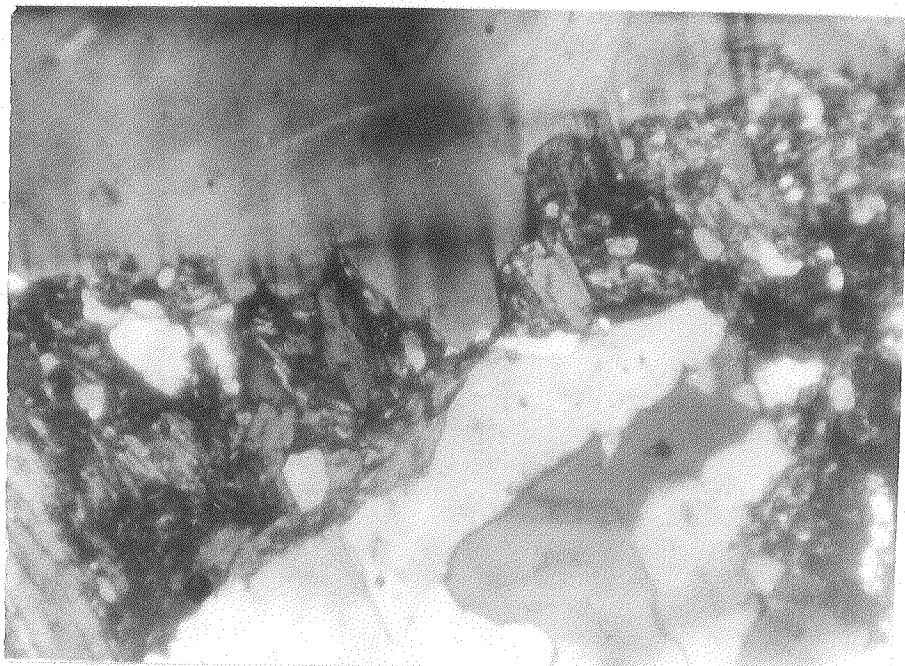
Epibolitas plegadas del sector norte del área de afloramiento de la Migmatita cerro Las Piedras.

bolíticas son de composición tonalíticas, poseen granate y escaso microclino; se destacan por sus sectores oscuros fuertemente foliados, usualmente de grano grueso, (algo más de 3 mm), constituidos por biotita castaña pleocrómica y granates rosados de tipo almandínicos que usualmente se presentan en agregados poliminerálicos, con individuos de forma xeno a subidioblásticas, libres de inclusiones y muy fracturados.

Es interesante destacar que en la muestra 105 (cerro Las Piedras) se observó la presencia de dos generaciones de biotita claramente distinguibles. Una, pg

siblemente más antigua y vinculada al gneis primitivo, es de menor tamaño y se encuentra cloritizada y parcialmente reemplazada por epidoto, hallándose distribuida regularmente por la roca, mientras que la segunda se encuentra asociada al granate y es de grado más grueso y sin reemplazos ni alteraciones.

En estas epibolitas los sectores claros, falsíticos, están constituidos por plagioclasa de tipo andesina ácida (An 35%) de formas subidioblásticas y ligeramente reemplazadas por sericita, cuarzo en granos xenoblásticos que se encuentran entre las plagioclases o constituyendo mosaicos o venas policristalinas entre los sectores oscuros y escase microcline intersticial con buen desarrollo de maclado, (Foto 17).



- Foto 17.- Fotomicrografía de una epibolita donde se muestra el tipo y distribución del paleosoma y del neosoma. Con analizados. 35 aumentos

Granitoide Cerro San Verán

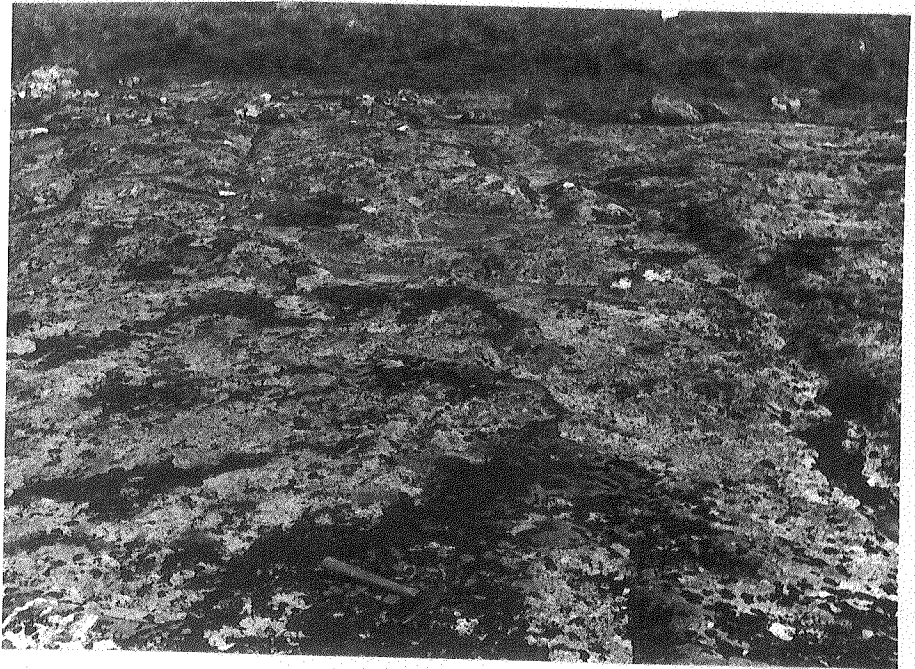
A.- Características mesascónicas y relaciones de campo

Se incluyen en este tipo las rocas que presentan características de campo y microscópicas semejantes a las de las plutonitas. El término, de gran uso para rocas graníticas en general, ya ha sido empleado (Teruggi et al. (1972, 1974) para indicar cualquier roca de aspecto granítica, ya sea de origen intrusivo o metamórfico.

En el presente estudio, se denominan con este término los granitos pegmatóides runíticos del cerro San Verán, los pequeños cuerpos elípticos del sur del cerro Las Piedras y las rocas que se encuentran intercaladas en la sucesión de gneises y migmatitas como bancos concordantes (especialmente en el área del cerro Las Piedras), (fotos 18 y 19). Es de destacar que en oportuni-



- Foto 18.- Vista general de los granitoides del cerro San Verán.



- Foto 19.- Rocas graníticas del sector SW del cerro El Sombrero.

dades se tuvieron dudas respecto a la ubicación de estos tipos rocosos ya que en muchos casos se los podría clasificar, sobre todo en el campo, como anateixitas.

Los granitoides de la región central y sur de la sierra se encuentran ocupando los núcleos de estructuras antiformes mayores que poseen una inclinación de su eje al ENE.

En la región central del área de estudio aparece -es fácilmente distinguible en las fotografías aéreas- un cuerpo granítico de 1.5 km de desarrollo este-oeste y 1.0 km de extensión norte-sur que, por presentar rocas más competentes a la erosión, resalta en el paisaje de la zona. Este cuerpo es de forma asimilable a un stock y se encuentra intruido en rocas migmatíticas de colores claros y cuarzo feldespáticas que poseen ve-naciones paralelas a la esquistosis y escasos pliegues ptigmáticos. Es de destacar que hacia los bordes de la

zona del domo o stock propiamente dicho estas migmatitas se hacen claramente epibolíticas y hasta en partes semejan anatexitas por lo que es difícil determinar en el terreno los límites del cuerpo.

La zona granítica propiamente dicha está constituida por granitoides de grano grueso con variedades de grano medio y fino, es de colores grises claros si se encuentra fresca y castaña amarillenta cuando está alterada. Presenta abundantes estructuras de intercrecimiento cuarzo feldespáticas visibles a ojo desnudo dando a la roca un franco aspecto runítico. Es muy común observar en el granito abundantes cristales mayores (de hasta 10 o más centímetros de tamaño) de feldespatos que confieren a la roca una textura porfiroide y aspecto pegmatítico. Existen además, dentro del cuerpo granítico, un sinnúmero de venaciones o zonas pegmatíticas usualmente de contactos poco definidos con la roca de caja y revelados generalmente por un aumento brusco en el tamaño de grano acompañado por un enriquecimiento de los minerales félsicos. Son estas zonas de mayor tamaño de grano las que presentan a menudo cristales de granate de color rojo oscuro distribuidos al azar.

Es de destacar que dentro de la masa granítica principal se observan algunos relictos de planos de esquistosidad y foliación; estos son de escaso desarrollo y usualmente se encuentran aislados.

B.- Características petrográficas

Los granitoides al microscopio muestran una franca textura granoblástica. El tamaño de grano puede ser bastante uniforme (alrededor de 5 mm) pero no son

raras las variedades profiroides, sobre todo si las rocas son ricas en feldespato potásico. Los bordes de los granos, que generalmente son de xeno a subidoblásticos, se encuentran constituyendo contactos suturales entre los mismos, situación que diferencia texturalmente a estas rocas de típicos granitos ígneos intrusivos. Son frecuentes las texturas de intercrecimientos cuarzo feldespáticas, especialmente en aquellas rocas de la región del cerro San Verán, (foto 20).



- Foto 20.- Fotomicrografía del granitoide del cerro San Verán. Obsérvase su textura grano-blástica, la plagioclasa alterada y el microclino fresco. Con analizados. 35 aumentos.

Están compuestas por un feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo y biotita a los que eventualmente los pueden acompañar cantidades subordinadas de granate, hornblenda y mucovita.

El feldespato potásico es de tipo microclino peritítico o microperitita (foto 21) dado que en algunas



- Foto 21.- Fotomicrografía del microclino per-
títico de los granitoides de Cerro San Verán.-
Con analizador 35 aumentos.

rocas no se observó claramente la típica macla en enre-
jado del microclino. Este feldespáto potásico tiene un
2Vx que varía entre 70 y 80 grados, siendo los valores
más frecuentes 80, a este respecto es interesante seña-
lar que, según el diagrama de Tuttle /in Trüger (1956) ,
presentarían un contenido del orden del 35% de albita en
sus perfitas generalmente de tipo venoso. Se lo encuen-
tra fresco a ligeramente alterado en productos arcillo-
sos, tiene formas subidioblásticas y muestran irregular
desarrollo de su maclado. A este respecto merece seña-
larse que algunas rocas parecen tener microclinos mejor
maclados que otras, siendo las primeras usualmente las
que lo presentan en mayor cantidad.

Efectuándose el análisis por rayos X y deter-
minando la diferencia de espaciado entre las caras (131)

y (1-31) se estableció la triclinicidad de los feldespatos potásicos de los granitoides (0.0 en feldespatos monoclínicos, 1.0 en microclino máximo, Marfunin, 1966). Los valores obtenidos para la región central del cerro El Cristo, y de los granitoides intercalados en la sucesión gnéssica-migmática son de intermedios a altos, acercándose a los valores de microclino máximo. Con fines comparativos, se realizaron análisis sobre ortosas de un granito de tipo "Rapakivi" europeo, las que dieron valores muy bajos de triclinicidad semejantes a los encontrados por otros autores para el mismo tipo de roca, Marnó (1971).

La plagioclasa es de composición oligoclasa básica andesina ácida (An 24-35%); solamente en un caso, sobre 13 determinaciones efectuadas con platina universal, y para una intercalación granítica en migmatitas se determinó una plagioclasa más básica con un tener de An 46%. El contenido de plagioclasa en las distintas rocas estudiadas varía, según se muestra en las modas obtenidas (véase tabla 1) entre 3 y 31.2%. Generalmente se trata de individuos subidioblásticos hasta idioblásticos con tamaños de 1 a 5 mm, que a veces constituyen porfiroblastos mayores, nacidos según las leyes convencionales. Es común observar en ellos la presencia de un núcleo profundamente reemplazado por un fino agregado sericitico-arcilloso con minerales opacos y otras inclusiones cristalinas semejantes a las descritas para las plagioclasas de las rocas migmatíticas. En algunas muestras se determinaron plagioclasas zonadas con núcleos An 34 y bordes An 24, en otros las rocas muestran plagioclasas con núcleos profundamente reemplazados de con

tenido An 30 y bordes límpidos asebeidales, sin maclado que, por sus índices, parecen más ácidos. Es no obstante, importante destacar que las plagioclasas de los granitoides no presentan zonación tan frecuente como la observada en las rocas migmatíticas.

Acompañan a los fésicos ante descriptos, cantidades variables de cuarzo xenoblástico que oscilan entre 17.8 y 37.5 %. Se le encuentra en forma intersticial o formando grandes cristales aislados o en mosaicos policristalinos, muy raramente venoso asociado a epidoto.

El mafito dominante es la biotita en láminas del orden de los 2 ó 3 mm de tamaño y de colores castaños rojizos o verdosos y pleocróica, tiene un 2V que varía entre 15 y 20 grados y se la encuentra como láminas independientes o en asociaciones de varios cristales. Se la ha observado de ligera a fuertemente reemplazada por clorita y/o epidoto.

En los granitoides del cerro San Veran y en los cuerpos al sudoeste del cerro El Sombrero se determinó la presencia de granate rosado en cantidades menores al 5% y cloritizado.

Son comunes, especialmente para las rocas con abundante microcline, los intercrecimientos cuarzo-feldespáticos, como los de la parte central de la sierra.- Asimismo, es también frecuente encontrar cantidades subordinadas de muscovita en láminas de hasta 3 mm de tamaño que han sido solamente determinadas en estas rocas y en algunas anatexinas.

Como accesorios se encontraron circón (algunos muestran formas redondeadas como los sedimentarios), apatita, titanita (muy escasa) y opacos de tipo magneti-

ta. En oportunidades escaso epidoto incoloro. Todo estos accesorios se pueden presentar como inclusiones en cuarzo o plagioclasas, más frecuente en el primer mineral nombrado.

Finalmente, cabe agregar que se estudiaron al microscopio las diferenciaciones pegmatíticas de la zona de granitoides. Se trata de rocas de grano grueso compuestas por cantidades variables de cuarzo y microcilo con plagioclase ácida. La textura es de tipo granoblástica hasta porfiroblástica (dado por los grandes cristales mayores a 5 mm de feldespato) y en parte cataclástica. Acompañan a estos fósicos cantidades muy subordinadas de biotita castaña pleocróica y de pistacita verde pálida, en oportunidades son granatíferas.

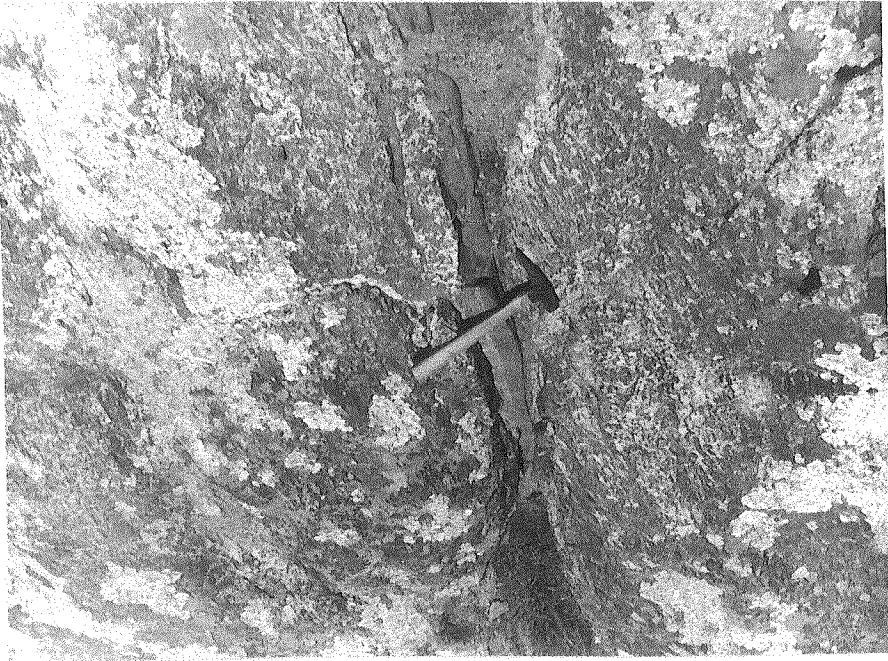
Anfibolitas y Esquistos.

Características de campo y petrografía.

En mucha menor proporción que las rocas antes descriptas aparecen en fajas poco potentes, generalmente no superiores al metro, intercalaciones de anfibolitas y esquistos (foto 22).

Las anfibolitas se encuentran como filones o grandes folias, algunas veces lentiformes, concordantes con la estructura metamórfica de las rocas que las contienen, o como xenolitos de contactos poco definidos dentro de las rocas migmatíticas. Se trata de rocas de colores grises verdosos oscuros y de grano mediano a fino. Existen tipos macizos y lineados, estos últimos son los más comunes y tienen una fuerte lineación mineral de individuos de hornblenda que en oportunidades les provoca

una cierta esquistosidad. Se las encuentra especialmen-



-Foto 22. Filón anfíbolítico de la región de la Carganta del Diablo.

te distribuidas en la región de la cantera de Dos Naciones en paragénesis con gneises hornbeláíferos y en migmatíticas al sur del cerro de Las Piedras, al oeste del cerro El Sombrero. En oportunidades se las observó cruzadas por finas venas de feldespatos y cuarzo.

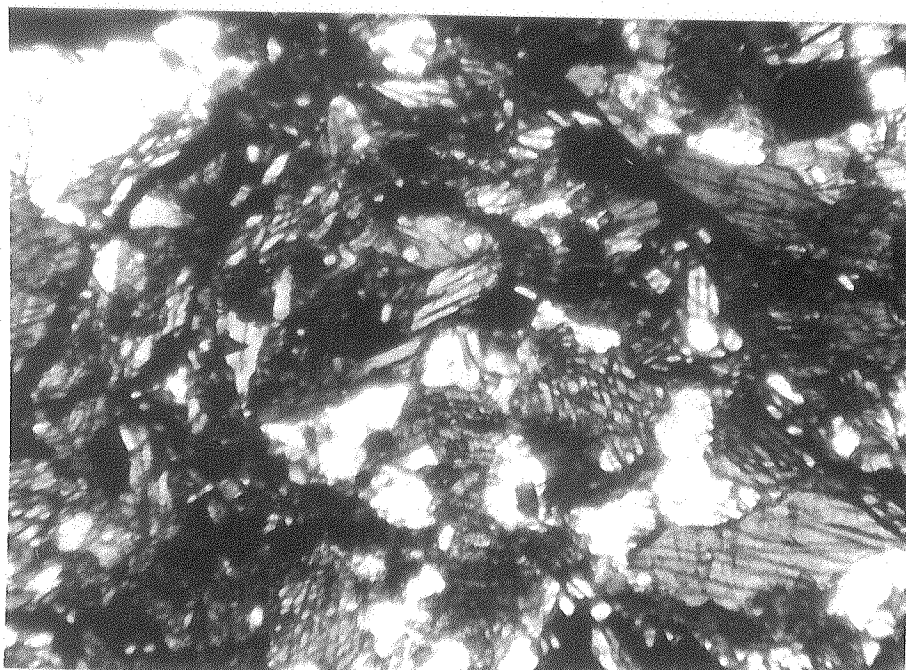
Al microscopio muestran una textura de nematoblástica a granoblástica. Están compuestas por plagioclase y anfíbol a los que pueden acompañar cantidades muy subordinadas de epidoto y cuarzo (véase mesa tabla 1 y foto 23).

La plagioclase es de composición muy variable ya que se determinaron composiciones que varían entre An 70 y An 38%. Presenta formas subidioblásticas macladas según las leyes de albita, Karsbad y periclino, usualmente están frescas o tienen pequeñas cantidades de epidoto como reemplazos.

El anfíbol es una hornblenda magnesiáica rica en la molécula de hastingsita con un $2V_x=80$ grados y un $ZC=22$ grados. Aparece siempre en cantidades del orden del 50% y se lo observa fresco, de color verde y pleocrómico.

En la región inmediatamente al oeste del ce-

En el cerro El Sombrero aparece una anfibolita intercalada en



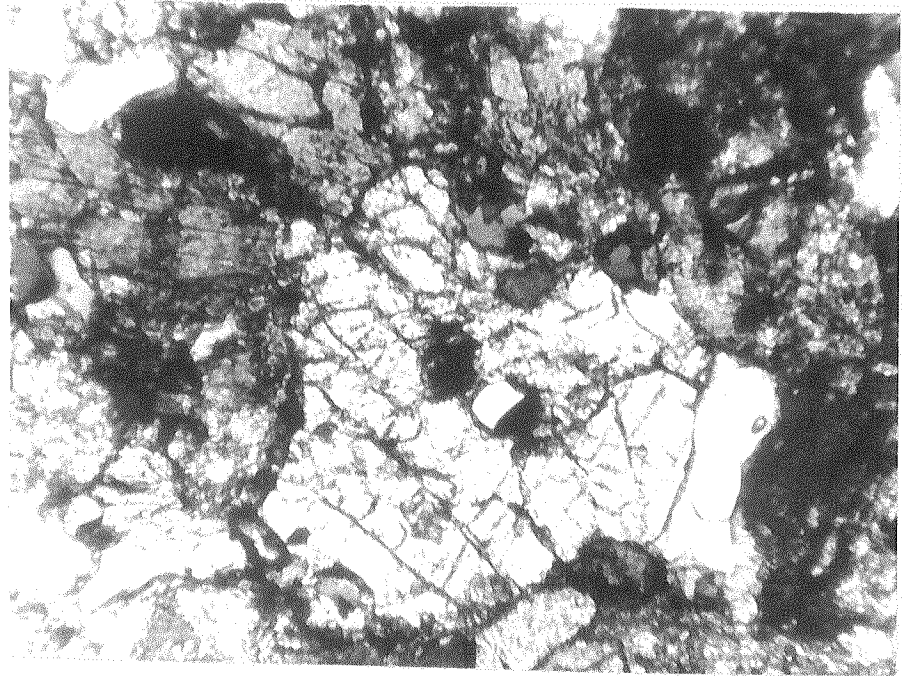
- Foto 23. Fotomicrografía de una anfibolita correspondiente al cerro Las Piedras (muestra nº 27). Obsérvese la textura nematoblástica, el anfíbol y la plagioclasa. Con analizador 35 aumentos.

la sucesión migmatítica que al microscopio reveló un alto contenido de piroxeno monoclinico de tipo ferrosalita ($2Vx=70$ grados y $ZC=45$ grados) de aproximadamente 70 por ciento en contenido de Hedenbergita (Deer et al. op. cit.). Esta roca es ligeramente foliada y, además del piroxeno que se presenta concentrado en zonas preferidas, contiene anfíbol -semejante al de las rocas descriptas de piroxeno- y, plagioclasa básica subordinada y epidoto de tipo zoisita o clinozoisita (foto 24).

Los esquistos son muy poco frecuentes, se tratan de delgadas intercalaciones en gneises y migmatitas siempre paralelas a la foliación o esquistosidad regional. Estas rocas son semejantes a las descritas por Tagliapietra et al. (1974) para el cerro El Quebracho.

Su grano es mediano, de colores grisáceos o

castaños rojizos, en variedades fundamentalmente biotíticas eventualmente con granate y con porfiroblastesis de feldespatos y cuarzo. También se observaron segrega-



- Foto 24. Fotomicrografía de la anfibolita intercalada en migmatitas ubicada al oeste del cerro El Sombrero. Obsérvese los piroxenos ferromagnéticos fracturados; el resto es anfíbol, plagioclasa y epidoto. Con analizador. 100 aumentos.

ciones venosas, paralelas a la esquistosidad de composición cuarzo feldespática.

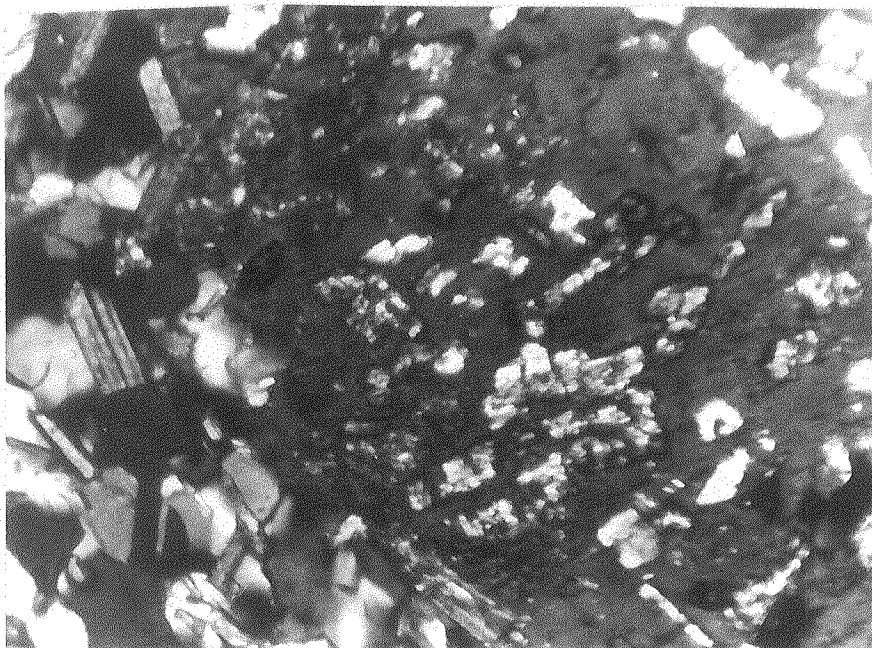
Las rocas del área del cerro El Cristo presentan al microscopio una fuerte textura alpidoblástica dada por una orientación planar y paralela, a veces en pliegos preferidos, de biotita castaña pleocrómica. Los fósiles son fundamentalmente plagioclasa ácida (oligoclasa básica andesina ácida) y cuarzo de tamaño fino. Entre los mafitos se destaca la biotita (alrededor del 30 por ciento) castaña verdosa. La pueden acompañar cantidades subordinadas de hornblenda verde y/o granate rojizo. Existen variedades con porfiroblastos de hasta 5 mm de oligoclasa, parcialmente reemplazados por epidoto (pis-

tacita y zoisita) de posible origen diaforético. Es asimismo frecuente el epidoto granular de tipo pistacítico asociado con la biotita. Los porfiroblastos de estos esquistos suelen estar zonados siendo muy difícil la identificación de la variación composicional debido a la escasez en el maclado y al fuerte reemplazo, especialmente en las zonas de núcleo.

En otras localidades se reconocieron paquetes poco potentes de esquistos micáceos con porfiroblastos de plagioclasas. Estos esquistos, de colores grises verdosos oscuros y grano mediano tienen generalmente buen desarrollo de esquistosidad, dada por una fuerte orientación de biotita dispuestas en forma paralela sobre planos preferidos. Sobreimplantados en la matriz micácea se encuentran abundantes porfiroblastos de feldespatos con hábitos de plagioclasea de colores grises claros más o menos eudíricos y no orientadas.

Estas rocas muestran al microscopio una textura francamente porfiroblástica con matriz lepidoblástica. La primera está dada por una marcada porfiroblastosis de oligoclasea, y la segunda por la disposición paralela de láminas de biotita. Los porfiroblastos tienen una gran cantidad (más de 40 por milímetro cuadrado) de inclusiones de epidoto, anfíbol, biotita, apatita y titanita (foto 25). Estas inclusiones se muestran ligeramente alineadas en forma discordante con la esquistosidad regional penetrativa y megascópica y presentan características semejantes a las de los minerales de la matriz. Es de destacar, asimismo, que hacia los extremos de los porfiroblastos más alargados la matriz es de textura y composición diferente a la del resto de la roca.

ca, tratándose de zonas de grano más fino y leucocráticas. La matriz está compuesta por un fino agregado de plagioclasa, cuarzo, microclino, biotita, hornblenda,



- Foto 25. Fotomicrografía de un esquisto mostrando fuerte porfiroblastesis de plagioclasa con inclusiones de epidoto. Con analizador. 35 aumentos.

granate y epidoto. La plagioclasa, tiene aproximadamente 0.1 mm de tamaño medio y es de composición An 30%. Sus formas son xenoblasticas y se encuentran limpias con escasas y muy pequeñas inclusiones cristalinas. El cuarzo es de tipo xenoblástico, de extinción ondulante como el micro-

cliclo que constituye formas parecidas con regular desarrollo de su maclado. La biotita es castaña y pleocrática al igual que la hornblenda, aunque esta última es verde. El grano de un tamaño medio de 0.5 mm es de color rosado muy pálido y xenoblástico, aparece sobreimplantado en la matriz dejando en relación poiquiloblástica a cuarzo, plagioclasa, epidoto y biotita, ésta menos frecuente. El epidoto aparece como pequeños gránulos incolores a verdes pálidos distribuidos muy irregularmente por la roca.

- TABLA 1 -

- Modas de tipos representativos de las formaciones de basamento. -

Gneises

Muestra N°	104	X-1	X-7	X-3	58	X4	X-9	13
% Plagioclasa	44.2	43.3	49.8	53.4	42.8	51.0	53.1	35.6
% Cuarzo	33.2	25.4	24.5	29.4	36.9	28.7	25.7	43.2
% Fel.potásico	-	0.7	0.4	4.7	0.3	3.8	1.0	11.4
% Biotita	22.6	25.7	15.7	11.4	13.0	13.0	8.3	9.8
% Anfíbol	-	4.2	9.6	-	-	0.5	7.6	-
% Epidoto	Tz	-	-	Tz	-	-	-	-
% Granate	Tz	-	-	0.9	6.6	3.0	4.3	-
% Clorita	-	Tz	-	-	-	-	-	-
% Albita interg.	-	-	Tz	-	-	-	-	-
% Accesorios	Tz	0.7	Tz	0.2	0.4	-	Tz	Tz
% An plagioclasa	46	46	40	52	30	42	38	26

Migmatitas y anfíbolitas

Muestra n°	105	55	56	97	111	51	27	2
% Plagioclasa	45.4	45.9	46.3	23.0	41.2	41.9	44.7	44.0
% Cuarzo	35.4	49.0	41.7	58.5	41.7	Tz	Tz	5.0
% Feld.potásico	Tz	1.0	0.4	5.7	9.2	-	-	-
% Biotita	16.8	4.0	11.6	11.1	2.0	-	-	3.0
% Anfíbol	-	0.1	-	-	-	58.1	55.3	48.0
% Epidoto	0.4	-	Tz	-	-	Tz	Tz	-
% Granate	1.8	-	-	1.6	-	-	-	-
% Clorita	-	-	-	-	-	-	-	Tz
% Albita interg.	-	Tz	-	Tz	-	-	-	-
% Muscovita	-	Tz	-	-	5.9	-	-	-
% Accesorios	0.2	Tz	Tz	-	Tz	Tz	Tz	Tz
% An plagioclasa	28	30	30	28	20	38	70	ind.

Granitoides

Muestra nº	106	59	60	214	29	17
% Plagioclasa	21.0	27.5	31.2	14.6	3.0	25.1
% Cuarzo	25.6	17.8	34.0	37.5	29.0	36.8
% Feld.potásico	44.4	48.2	28.6	39.9	65.6	36.6
% Biotita	3.8	4.5	1.6	5.7	-	1.0
% Epidoto	Tz	Tz	-	-	-	-
% Granate	-	1.7	4.6	2.3	-	-
% Clorita	-	-	Tz	-	-	-
% Albite intergran.	5.0	-	-	-	-	-
% Muscovita	-	-	-	Tz	2.4	0.5
% Accesorios	0.2	0.3	Tz	Tz	-	-
% An plagioclasa	30	46	30	32	ind.	ind.

Nota: las modas han sido calculadas sobre mil determinaciones con contador automático de puntos.

Tz= menos de 0.1 %. Ind. = indeterminable.

Estructura del basamento.

Generalidades.

Hasta hace pocos años en todo el mundo se consideraba que la estructura de los basamentos ígneo-metamórficos eran producto de una única fase de deformación. Al final de la década del cincuenta, aparecen los primeros trabajos sobre los temas de polideformación y polimetamorfismo (East, 1958, Ramsay, 1960, Sutton y Watson 1959 y otros), sobre cuyas bases diversos investigadores comenzaron a contribuir con sus trabajos a la mejor interpretación de los complicados lineamientos estructurales de los basamentos ígneo-metamórficos que tradicionalmente eran asignados a una única fase deformacional. Las primeras investigaciones de este tipo en nuestro país fueron llevadas a cabo por De Romer (1964) y en particular por Kilmurray (1968, 1969a, 1969b y 1971), Kilmurray y Dalla Salda (1971 a y b) y Teruggi, Kilmurray y Dalla Salda (1973, 1974) quienes para distintos ambientes de las Sierras Pampeanas, Cordillera Frontal y Tandilia interpretaron y demostraron que la compleja estructura en estas áreas de basamento se debían fundamentalmente a la superposición de distintas fases de deformación y metamorfismo. Es importante entonces destacar que para el estudio profundo de los basamentos cristalinos es necesario establecer una sucesión de eventos deformacionales mediante el estudio de la distintas estructuras y texturas de las metamorfitas y los tipos y relaciones mutuas de los tipos litológicos presentes.

También es importante, a nivel estructural, la caracterización de los tipos litológicos de las metamor-

fitas para la determinación de las estructuras mayores que las afectan.

La estructura de las rocas metamórficas e ígneas del basamento cristalino correspondiente al antiguo cinturón orogénico de Tandilia, ha sido motivo de escasos estudios específicos. Los autores que con anterioridad a Teruggi et al (op.cit.) se ocuparon del estudio regional-geológico y petrográfico de la región, sólo hicieron referencia a datos aislados de la esquistosidad o foliación de las metamorfitas del basamento, sin ocuparse de otros tipos de estructuras.

Entre los primeros investigadores que hacen referencia a la estructura geológica de Tandilia merecen citarse, entre otros, a Mägera (1919, 1932, 1940) quien señala para el basamento esquistos cristalinos atravesados por rocas eruptivas de profundidad u filoneamas con esquistosidad norte-sur, nornoreste-sudsudoeste, este-noreste-oestesudoeste y estesudeste-oestenoroeste. Indica para las rocas del basamento que "la unidad precámbrica, teatro de grandes acontecimientos tectónicos precámbricos aparece sin otros testigos sincrónicos conservados en el tiempo, afectada por diversos movimientos horizontales que mucho exceden el grado de plegamientos sencillo", ubica la tectónica del basamento como precámbrica y señala que un larguísimo hiatus separa por lo tanto la unidad cristalina de los "Estratos de La Tinta"; además, cita para la última formación una escasez relativa de cambios bruscos en la composición a través de los distintos horizontes, mencionando en repetidas oportunidades movimientos horizontales preterciarios observables como brechas en dolomías y arcillas, en espe-

cial movimientos próximos al plano de discordancia que separa a las rocas cristalinas de las rocas más modernas. Postula finalmente que movimientos que elevaron la sierra provocaron sistemas de fracturación nornoreste-sudsudoeste y un sistema de diaclasamiento por cuyas líneas se provocaría una disyunción esferoidal o "descomposición en bolas".

Schiller (1930, 1934 y 1938) describe complicaciones tectónicas (cobijaduras) en las Sierras de Tandil y rocas caolinizadas por efectos hidrotermales en rocas fracturadas del basamento cristalino de la Sierra de Volcán, dando rumbo N20W para la falla principal y una filonación N70E. Cita asimismo un grupo de fallas menores norte-sur y N65W y un fallamiento subhorizontal.

Tapia (1936 y 1937) también postula movimientos tectónicos horizontales y estructuras de escamas en las Sierras de Tandil, de Lobería, de Balcarce y de Mar del Plata (cerros Tandileufú, Albión y Sierras La Escogida, La Vigilancia y Ginochío).

Entre los últimos trabajos de investigación sobre el tema, son de distinguir las colaboraciones ya mencionadas de Teruggi y al. (1973 y 1974) quienes sobre la base del concepto de "dominio tectónico" (Hepworth, 1967 y 1969) y tras considerar el fundamento del término, efectúan el estudio estructural, mediante la interpretación aerofotogeológica, del basamento precámbrico de Tandil. Aplicando como criterios fundamentales los rumbos, inclinaciones de planos, pliegues y sus ejes; la constancia en la orientación de las estructuras; la litología y el grado metamórfico; el estilo tectónico y la sucesión cronológica de eventos deformacionales, re-

conocen tres dominios tectónicos para la región de Tandil, que posteriormente identifican para la región de Balcarce con algunas ligeras modificaciones.

La región del Cerro El Cristo.

En este trabajo se estudiaron, en primera instancia, las megaestructuras y la distribución regional de las estructuras planares (esquistosidad y foliación) a través de las fotografías aéreas -INTA escala 1:20.000- elementos que es, sin duda, de imponderable ayuda para la determinación de los parámetros antes mencionados y además para la caracterización de los estilos tectónicos, la visualización regional de la distribución de los distintos tipos litológicos e inclusive para determinar la sucesión relativa de acontecimientos tectónicos registrados en las rocas del área. Es de destacar que estas determinaciones fotogeológicas han sido complementadas y completadas con observaciones y mediciones directas de estructuras planares (fig. 3), lineares (ejes de pliegues, lineación mineral (fig. 4) y de modificación por estructuras plegadas (distintos tipos de pliegues micro y mesoscópicos).

Para el caso del área del Cristo, y aplicando las técnicas aerofotointerpretativas que se acaban de enumerar, las fotografías aéreas muestran un marcado dominio de megalineaciones estructurales en sentido este-nor este-este-sudeste revelado por una persistente esquistosidad y/o foliación en esa dirección coincidente con los ejes de los pliegues mayores, cambios litológicos principales y un sistema de fracturación y/o diaclasa-

-Fig. 3-

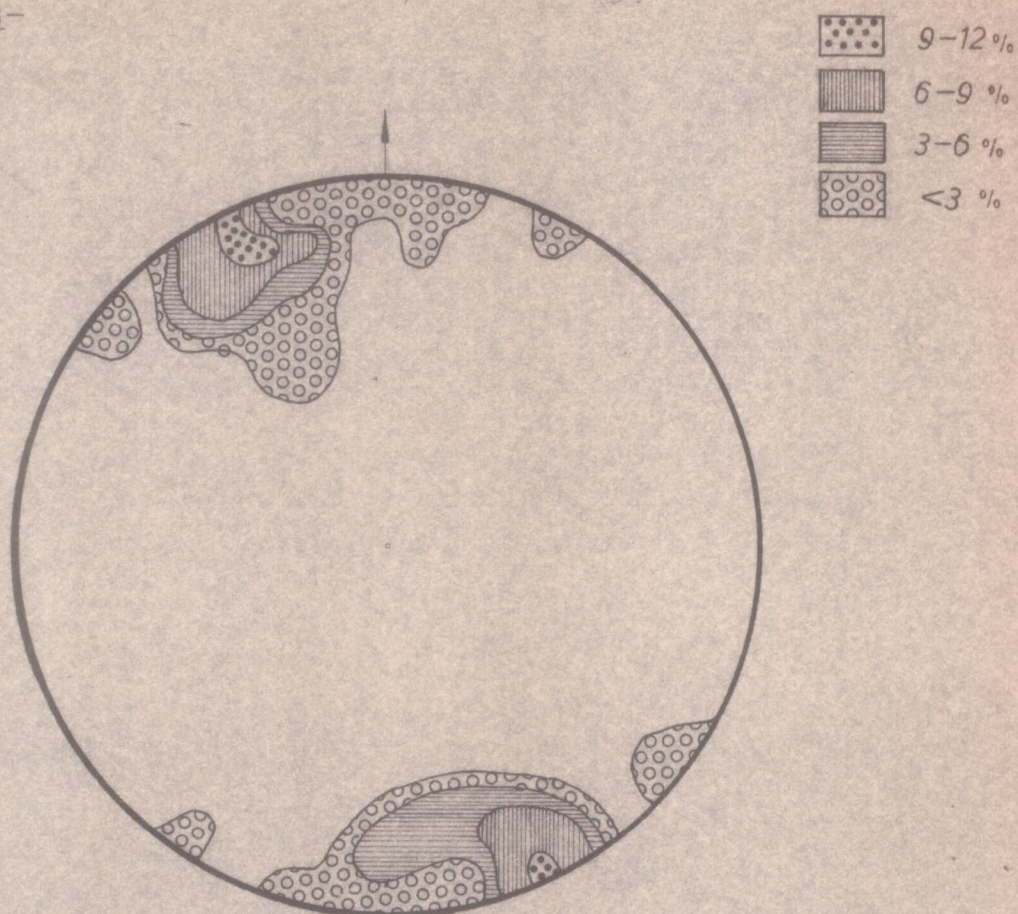


Diagrama petrofabrico regional del C° El Cristo, mostrando la foliación y la equistosidad de la zona (90 datos).

miento (véase fig. 2). Esta orientación regional principal, fué reconocida para Cinco Cerros, cerro El Cristo y cerro El Morro por Teruggi et al (op.cit.) quienes la denominan "dominio tectónico B". El área estudiada se caracteriza entonces, por presentar estructuras planares orientadas según este dominio establecido y de dirección antes señalada y megaestructuras de tipo anti--formes y sinformes, que a veces suelen tener en su núcleo rocas de naturaleza granitoide. La longitud de onda de los pliegues mayores alcanza aproximadamente a los 2 Km con una inclinación de su eje hacia el noreste y u

na inclinación de plano axial hacia el noroeste. Las estructuras mesoscópicas analizadas en el campo, son del orden de los centímetros a metros, se observaron pliegues de tipos similares y disarmónicos, que en la mayoría de los casos presentan flancos de distinto desarrollo.

-Fig. 4-



- + Filones antifibolíticos (polo plano)
- o Pegmatitas (polo plano)
- Δ Ejes pliegues
- Boudinage
- * Ejes pliegues foto aérea

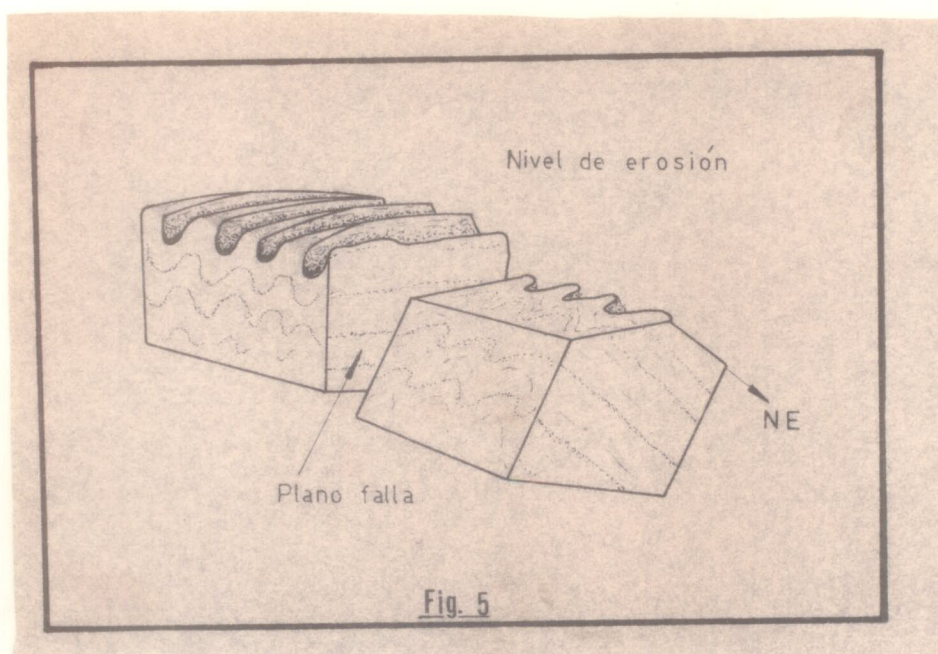
Diagrama petrofábrico región del C° El Cristo de lineación y rocas filonianas

La foliación, que marca la dirección regional antes citada, está dada por la alternancia de capas claras y oscuras (biotíticas-anfibólicas y cuarzo-feldespáticas) que se presentan principalmente en gneises y migmatitas que caracterizan litológicamente a dicho dominio, acompañada (la foliación) por una lineación mineral dada por una orientación preferencial de prismas de

hornblenda y agregados felsíticos alargados semejantes a lápices, Closs (1946), Cabe señalar finalmente, la presencia de rocas granitoides de aspecto macizo y ausencia o escasez de elementos planares y lineares.

Es importante destacar que esta orientación regional o dominio B sufre modificaciones locales o interrupciones, como por ejemplo, en el sector sur del área de afloramientos que corresponden al Cerro Las Piedras, inmediatamente al norte del cerro El Sombrero, y en el sector norte de la parte central. En las dos localidades se presentan modificaciones locales en el rumbo de la foliación debidas a pliegues de tipo similar (al sur) y paralelo (al norte); en estos pliegues es posible advertir que la foliación de las rocas de los flancos es paralela a la regional, mientras que en la zona creстал, cercana a la culminación, la foliación acompaña al cierre de los pliegues por lo que sufre una virgación hasta alcanzar valores hacia el NNE-SSW. Es de destacar, asimismo, que en el área de afloramientos de basamento inmediatamente al norte del cerro El Sombrero -al sur de la falla que limita el pliegue de tipo similar ubicado en esa área- aparece una serie de rocas foliadas en alternancia claro-oscuros y de tipo migmatíticas, que se encuentran deformadas por un desplazamiento disarmónico y que por este motivo presentan localmente una foliación prácticamente norte-sur.

Estos cambios quizás sean posibles de explicar a través de fallas en tijera paralelas a la esquistosidad y a los flancos de los pliegues que elevan, a nivel de erosión, secciones de los mismos más normales a los ejes de los mismos. (fig. 5).



Es de señalar que este fenómeno de fallas de tipo tijera o pivotantes dando como resultado un cambio brusco en la inclinación de los ejes de los pliegues y de las lineaciones y estructuras planas—

res locales, ha sido también determinado para la cercana región de Cinco Cerros en la misma sierra de Balcarce y para la región de La Ribulia al SE de la ciudad de Tandil por Teruggi et al. (1973, 1974).

Asimismo, es importante destacar que, en el sector sur del área donde se encuentran el plegamiento mostrando las capas crestales más cerradas, es posible visualizar, inmediatamente hacia el ESE del núcleo del plegamiento, una zona maciza con características de granitóide que parece ocupar el núcleo de un antiformal, por lo que se interpreta a esta estructura de plegamiento como un anticlinal.

Excepto la aparición saltuaria de estos pliegues mayores y de algunos menores, el área de estudio está caracterizada por la persistencia de un rumbo ENE-WSW de la foliación, pero por lo expuesto precedentemente y por una sospechosa repetición de capas en el terreno, se piensa que la estructura dominante corresponde a un plegamiento en el cual los ejes de los pliegues se encuentran subhorizontales. Además, existe la posibilidad, ca

no ya se mencionara, de que exista un juego de bloques menores (de alrededor de 1 a 2 km²) limitados por fallas según el rumbo de la foliación y normales a la misma y de tipo pivotantes que modifican localmente a la ya citada estructura dominante regional.

Usualmente acompañan al estilo de deformación regional pliegues menores con longitudes de onda del orden de centímetros. Estos se encuentran desarrollados en gneises y migmatitas y son de tipos paralelo, similar o disarmónico; sus ejes habitualmente son subhorizontales o presentan ligeras inclinaciones -se han medido hasta de 30 grados- hacia el noreste. En estos pliegues menores y en el megapliegue del sector norte, se observaron enriquecimientos en material felsítico en las zonas creg tales, con engrosamiento de estas zonas dando a estos pliegues franca apariencia de similares. Son también muy comunes los pliegues de tipo ptigmáticos (venas de poca potencia deformadas en estilo disarmónico), que comúnmente no acompañan al estilo de deformación de la roca que los contienen. Así, en la zona de la cantera de Dos Naciones se observaron potentes bancos de gneises biotíticos y hornblendíferos con granate plegados en isoclinales de flancos casi verticales que presentan venas cruzo faldespáticas, contenidas entre planos de foliación en neta relación de discordancia con los mismos. Estas venaciones presentan fuertes contorsiones y en base a ellas se interpretan a estos pliegues ptigmáticos como deformaciones sufridas por las venas simultáneas a su inyección que muy posiblemente se intruyeron en estado retróico y tardíamente respecto al ciclo principal de deformación tectónica que afectó el área de estudio.

Es importante indicar que las deformaciones sufridas por la foliación, reveladas por sus plegamientos, presuponen una estructura planar anterior (representada por una foliación o esquistosidad, y que denominaremos F1) provocada sin duda por una tectónica anterior a la de la deformación por plegamiento que se ha descrito con anterioridad. Esta primera fase de deformación (F1) ha sido ya citada para el basamento de Tandilia en dos trabajos anteriores, Teräggi et al (1973 y 1974) quienes la caracterizan como una fase de plegamiento de tipo "nappe" y que se originaría una estructura foliar de orientación E-W. Estos autores refieren a este ciclo tectónico al dominio A, reconocido, con mayor distribución regional, en el área de Tandil. Es importante señalar que para el área de las sierras de Balcarce estas estructuras foliares y ejes y planos de estructura plegadas son escasas, presentando su mejor desarrollo en el extremo noroccidental de la serranía (cerro La Virgen) y en el extremo oeste de la misma (áreas del cerro El Triunfo y Punta Tota) donde se encontraron como evidencias pliegues con ejes de rumbo E-W acompañados por venas pegmatíticas de igual orientación.

Para el área de afloramientos en estudio no se registraron arrumbamientos importantes de dirección E-W. Sólo muy localmente y coincidiendo con los cambios producto del plegamiento regional de ejes ENE-WSW se observaron (por ejemplo en el sector inmediatamente al norte del cerro El Sombrero) apartamientos de los arrumbamientos del dominio regional B que en algunos casos se aproximan a valores E-W. Es posible que algunas de estas orientaciones sean relictos del primer ciclo de deformación, no obstante la señalada presencia de modificacio -

nes locales de la estructura regional por plegamiento.

Teniendo entonces presente las estructuras plegadas y volcadas con rumbo E-W para otros sectores de la serranía y las estructuras del dominio B anteriormente descritas se postula para la región de estudio un esquema deformacional por superposición de plegamiento tal como se muestra en la figura 6.



- Figura 6.- Modelo de arcilla mostrando el estilo de deformación de la fase F1 de deformación (abajo a la izquierda) de la segunda fase de deformación (arriba a la izquierda) y de la estructura resultante por la superposición de ambos movimientos de la región de Balcarce.

Acompañan a los rumbos de foliación y plegamiento ya indicados un grupo de orientaciones dado por diaclasamiento, clivaje de fractura y fallamiento de rumbo regional NW-SE que se presenta poco marcado y evidenciando un comportamiento más frágil del material en etapas tardías de deformación. Estas líneas estructurales fueron agrupadas en el trabajo regional de Teruggi et al

(1974) como pertenecientes al dominio C (descrito también para la región de Tandil) quienes la caracterizan como estructuras planares del tipo de los clivajes de corte, alineaciones de escarpas de fallas y un notable diaclasamiento NW-SE en rocas de tipo granitoides.

El sistema de diaclasamiento observado en la región del cerro El Cristo está constituido por varios juegos que se agruparon de acuerdo con el rumbo dominante en cada uno de ellos, figura 7. Cabe señalar que en el

-Fig. 7-

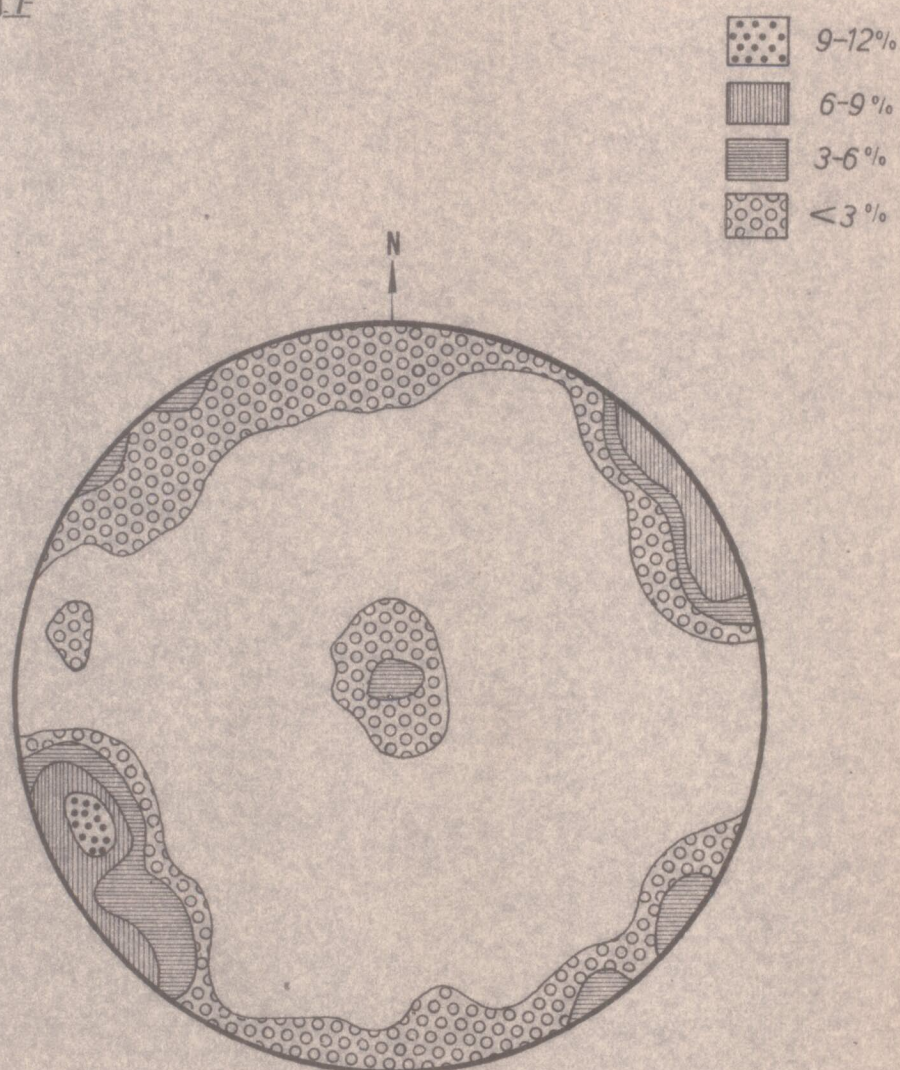


Diagrama petrofábrico región del C° El Cristo, mostrando los sistemas de diaclasas -

área de estudio no se observó el mismo comportamiento al diaclasamiento en las rocas foliadas (fundamentalmente gneises y migmatitas) que el que presentan las rocas granitoides macizas. Estas últimas son las que presentan una mayor frecuencia en el diaclasamiento, -situación que es posible visualizar en las fotografías aéreas- con el desarrollo de tres juegos que en las rocas foliadas no son tan conspicuos.

Los tres juegos determinados tienen las siguientes orientaciones: el primero, y del cual se obtuvieron mayor número de mediciones, es fundamentalmente de rumbo NW-SW y casi normal al rumbo regional de la foliación y/o esquistosidad; el segundo es de rumbo NE-SW y coincide con las estructuras planares metamórficas de las rocas del basamento, mientras que el tercero y último es subhorizontal. Este último juego está mejor representado en las rocas macizas graníticas que en las unidades correspondientes al Gneis Dos Naciones y a la Migmatita cerro Las Piedras. Es de hacer notar, asimismo, que las diaclasas de rumbo coincidente, o de bajo ángulo, respecto a las fallas determinadas en la zona y a los planos axiales de los pliegues podrían ser consideradas como tensionales, mientras que el juego normal al antes señalado, es decir, normal a los ejes de los pliegues, debería incluirse dentro de las diaclasas de extensión en el sentido de Billings (1954).

Finalmente cabe remarcar que las fallas representadas en el plano geológico con rumbo aproximado SE-NW y SW-NW son posiblemente de tipo directo y gravitacionales. Un sistema es paralelo al rumbo regional de las estructuras planares de las metamorfitas y a los planos axiales de los pliegues de la segunda fase deformacional

y otro aproximadamente normal a la orientación de las mismas. Es oportuno recordar que Teruggi et al (1974) mencionan estos mismos sistemas de fallamiento para todo el área serrana de Balcarce.

-ooOoo-

PARTI SECUNDA:

LA ISLA MARTIN GARCIA

Antecedentes bibliográficos

Han sido pocas las contribuciones efectuadas al conocimiento de la isla Martín García. Son Heusse y Claraz (op.cit.) quienes hacen una de las primeras referencias de la existencia de basamento cristalino en la isla, indicando la presencia de rocas que denominaron "gneis granito", correlacionándolo con similares tipos litológicos que se presentan en la cercana costa uruguaya.

Posteriormente Francke (1875) y Stelzner (1923) especialmente este último en un capítulo dedicado a las observaciones petrográficas de lo que designó como "terreno arcaico", describen dioritas augíticas para la isla, comparando estas rocas con muestras similares de Valle Fértil, sierra de La Huerta. Este último autor refiere que las rocas de estas dos localidades forman, de acuerdo con la cantidad y tipos mineralógicos presentes, una serie de variaciones cuyos extremos podrían ser clasificados como dioritas y gabros hornblendíferos.

Asimismo, Romberg (1894) indica que las rocas de la isla fueron descriptas como dioritas uralíticas por los autores antes citados; por su parte describe rocas de esta localidad clasificándolas como "gabros olivínicos", mencionando que se encuentran reemplazados por agregados de serpentina y talco y que existen zonas de Hornblenda y tremolita.

Ubicación y características físicas más sobresalientes.

La isla Martín García se encuentra ubicada aproximadamente a 50 km al SE de la intersección del paralelo 34° con el meridiano 58°, inmediatamente al sur de la

desembocadura del río Uruguay, dentro ya del ambiente del Río de La Plata Superior y cercano al límite sur del delta de los ríos Paraná y Uruguay. Distante 6 millas de la costa argentina y 1.8 de la uruguaya, se encuentra a 46 km en línea recta, de la ciudad de Buenos Aires, (cf. figura 1).

Tiene forma rectangular ligeramente elíptica, alargada en sentido norte sur, diseño quizás controlado por la estructura del basamento cristalino. Cubre una superficie de aproximadamente 168 hectáreas y constituye la más elevada del ambiente deltáico rioplatense ya que la apreciable diferencia de desnivel (25 m sobre el nivel del río) la hace destacar desde la distancia.

Sus costas están constituidas por playas naturales poco desarrolladas, usualmente de gravas o guijas de rocas del basamento cristalino o, menos comúnmente, de sedimentos finos más modernos.

Según el Derrotero Argentino (1965) está circundada al este por el canal del Infierno, al norte por el canal del Este y al sur por el canal Buenos Aires.

Existen en la isla algunas canteras elaboradas sobre el basamento cristalino, que tiempo atrás fueron explotadas; hay también un arenal de arena blanca desvinculado de los depósitos fluviales actuales.

Geología Local

La isla Martín García consiste en un pequeño remanente de rocas ígneas y metamórficas del basamento cristalino precámbrico, casi totalmente cubierto por sedimentos pleistocénicos y holocénicos.

El basamento consiste en una serie de rocas mag

tanórficas, representadas especialmente por anfíbolitas, a las que acompañan gneises y esquistos, rocas que en oportunidades muestran fenómenos de migmatización e intrusión de escasos y pequeños filones graníticos, usualmente discordantes con las estructuras planares de las metamorfitas. Estas rocas aparecen principalmente en el sector sur de la isla, en afloramientos aislados o en grupos que no superan los 50 a 100 m de longitud, en los sectores costeros SW, S y SE. Por último se destaca en la parte central de la isla, inmediatamente al oeste de la pista de aterrizaje, el afloramiento de rocas ultrabásicas (véase figura 8, mapa geológico).

Sobre las rocas del basamento cristalino se apoya discordantemente una sucesión sedimentaria pleistocénica de espesor y composición variables. En algunos sectores, especialmente al sur, el pleistoceno se inicia con un conglomerado de clastos angulosos de rocas del basamento de tamaño guija a guijón, entre los que se destacan los de composición anfíbolítica y de cuarzo de vena, de forma redondeadas a subredondeadas. Esta sefita, que se acumula hacia el este, aparentemente es lentiforme y posee variaciones granulométricas los fenoclastos, mientras que la matriz usualmente pelítica y rojiza, se hace en partes más clara y arenosa. En sectores, éste conglomerado se encuentra bien cementado por calcáreo (entoscamiento). El entoscamiento se concentra a lo largo de los planos de estratificación que limitan capas usualmente cuneiformes. Por encima continúan entre 1 y 3 m de limos arcillosos castaño rojizos oscuros en parte arcilloarenosa, con escasos planos de estratificación mal definidos y discontinuos. Estas sedimentitas y su conglomerado basal se asignan provisoriamente al Ensenadense. Sobre ellos se desa-



Long. 58°16' 0 de G

Escollera semi sumergida

Punta Cañón

Punta La Gata

Puerto Viejo

Playa El Aeroplano

Playa Combustible

Cantera

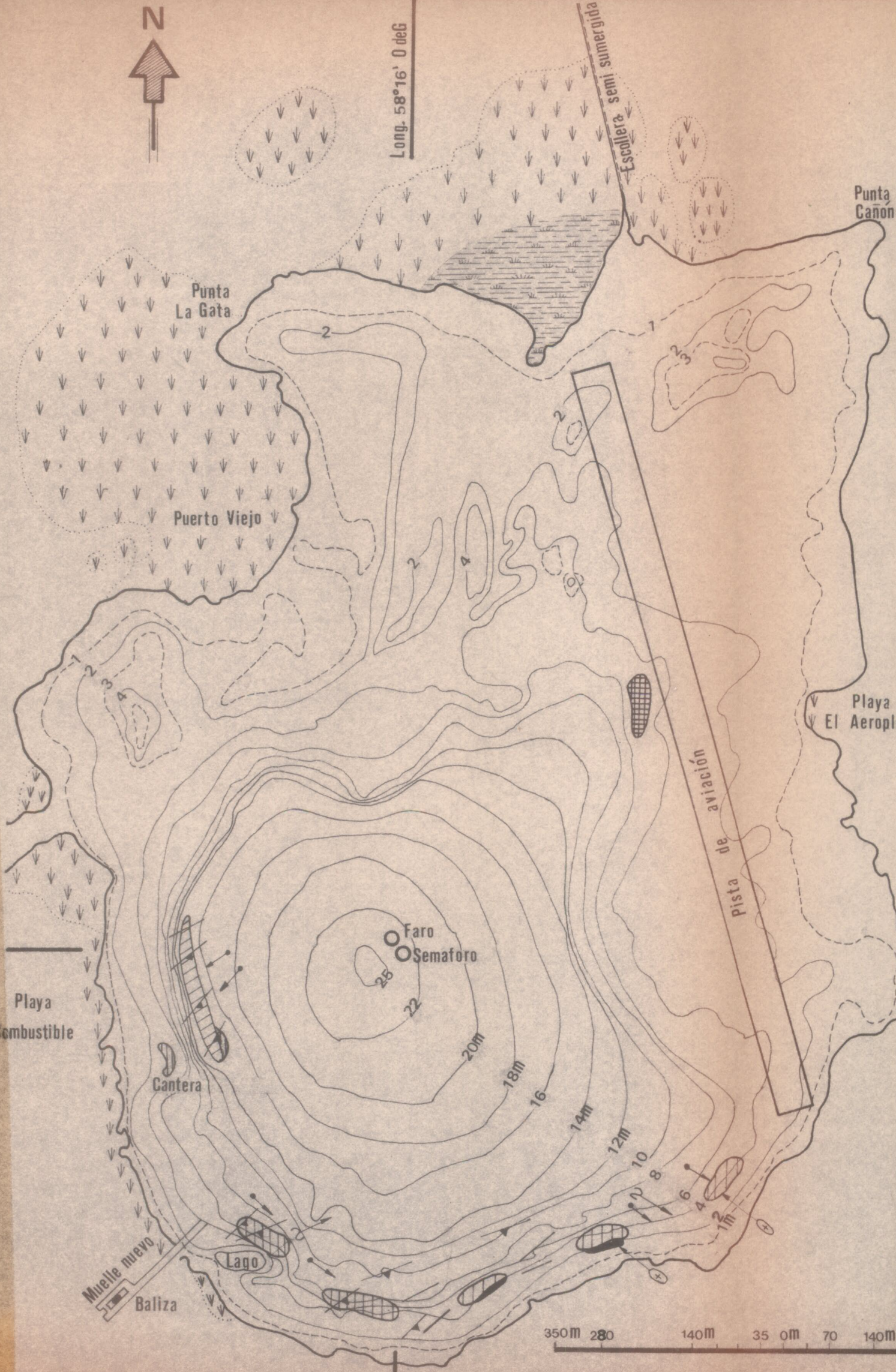
Faro
Semaforo

pista de aviación

Muelle nuevo
Baliza

Lago

350m 280 140m 35 0m 70 140m



REFERENCIAS GEOLOGICAS



Antibolitas y rocas asociadas



Rocas gnéissicas



Esquistos



Rocas ultrabásicas



Esquistosidad y/o foliación



Lineación mineral



Sedimentitas pleistocénicas y holocénicas



Pliegues con inclinación de eje



Filones tonalíticos

REFERENCIAS TOPOGRAFICAS



Curva de nivel y su altura



Curva de nivel auxiliar



Zonas invadidas por sedimentos con juncas



Zonas invadidas por juncas

PLANO GEOLOGICO DE LA ISLA MARTIN GARCIA

Rio de la Plata

Republica Argentina

base topográfica por N. DANGAUS

-Fig 8-

rollan el suelo húmico característico de las regiones altas y bien drenadas de la provincia de Buenos Aires.

Al noreste de la isla, cerca de la pista de aterrizaje, fué observado sobre el basamento cristalino, un afloramiento correspondiente a psamitas de tipo areníticas con restos fosilíferos de bivalvos y gasterópodos que posiblemente correspondan a facies semejantes a los depósitos provocados por el mar querandínense en el continente.

El basamento cristalino

Las rocas, relaciones de campo y petrografía

En los afloramientos de basamento cristalino es posible reconocer la presencia de seis tipos litológicos principales que se encuentran en áreas más o menos delimitadas (véase mapa figura 8):

- 1.- Metabasitas y metaultrabasitas (anfíbolitas)
- 2.- Esquistos (en parte inyectados)
- 3.- Gneises
- 4.- Migmátitas
- 5.- Rocas filonéas y movilizadas granitoides
- 6.- Rocas ultrabásicas

Proponemos que estos tipos litológicos, correspondientes todos al precámbrico, sean reunidos bajo la denominación de Complejo Martín García. Es de señalar que en el mismo predominan las rocas señaladas en primer término, acompañándolas esquistos y gneises con incipiente migmatisación y atravesados por escasos y delgados filones graníticos leucocráticos. Finalmente se describen las rocas de un cuerpo ultrabásico (wehrlítico?) que se encuentra aislado de los afloramientos de los tipos litológicos antes señalados.

1.- Metabasitas y metaultrabasitas

A) Características mesoscópicas y relaciones de campo.

Este grupo litológico es que está mejor representado y tiene mayor distribución en el área de estudio (especialmente en el sector sur). Se caracteriza por potentes capas de rocas básicas de tipo ortoanfibolitas de colores grises verdosos oscuros, grano medio y en las que se distinguen segregaciones de plagioclasa y cuarzo concentradas en zonas venosas y relictos xenolíticos de bogdes limitados o difusos de una anfibolita anterior, más oscura y de distinta textura respecto a la que la contigüe.

En zonas se observaron concentraciones de mafitos (especialmente anfíbol) de formas lenticular y de hasta 2 m de espesor, asociadas a las anfibolitas, que se denominaron metaultrabasitas (rocas M9, M9 bis y M12) ya que muy posiblemente correspondan al producto del metamorfismo regional dinamotérmico de rocas ultrabásicas de tipo piroxénicas o anfibolitas.

En algunos sitios como por ejemplo en los afloramientos localizados inmediatamente al este del muelle nuevo las rocas básicas tienen franca apariencia gábrica, ya que se trata de anfibolitas de grano grueso casi totalmente desprovistas de esquistosidad o lineación (estructura macisa). No obstante, fué posible medir en dichas rocas algunas trazas de estructuras planares que corresponden a los valores regionales de la isla. Las mismas anfibolitas macisas y otras algo más esquistosas con las intercalaciones de las ultrametabasitas antes señaladas, siguen con rumbo E-W, en otros grupos de afloramientos.

tos, a lo largo de la costa sur.

En la zona de las metabasitas se encuentran también escasos bancos de rocas esquistosas o micáceas y gneises graníticos, ambas rocas con signos de incipiente migmatización. Estas rocas, al igual que las metabasitas, aparecen generalmente lentiformes, marcando el complejo estilo deformacional que muestra todo el basamento de la isla.

B.- Petrografía

Al microscopio las rocas se muestran compuestas por una plagioclasa intermedia a básica y un anfíbol poco coloreado, acompañados por cantidades menores de clorita y epidoto; el cuarzo es escaso y los principales accesorios son sumamente opacos. En las variedades que denominaremos metaultrabasitas la plagioclasa está ausente, encontrándose estas rocas enriquecidas en anfíbol, epidoto y clorita (véase nota tabla 2).

Texturalmente, existen variaciones desde los tipos granoblásticos gruesos sin orientación que denominamos "gabroides" (foto 26) hasta otros de franca textura nematoblástica. La textura es principalmente granoblástica en los sectores de naturaleza plagioclásica, y se hace de tipo decusado en aquellos tipos rocosos muy ricos en anfíbol como sucede en las metaultrabasitas, foto 27. Algunas muestras no son homogéneas en la distribución de los minerales presentando zonas de enriquecimiento ya sea de plagioclasa o anfíbol.

La plagioclasa, el principal fósico de estas rocas, tiene composición labradorítica (An 48 a An 52), y se presenta con formas ideoblásticas a xenoblásticas, macladas según las leyes de albita, Karsbad y periclino.

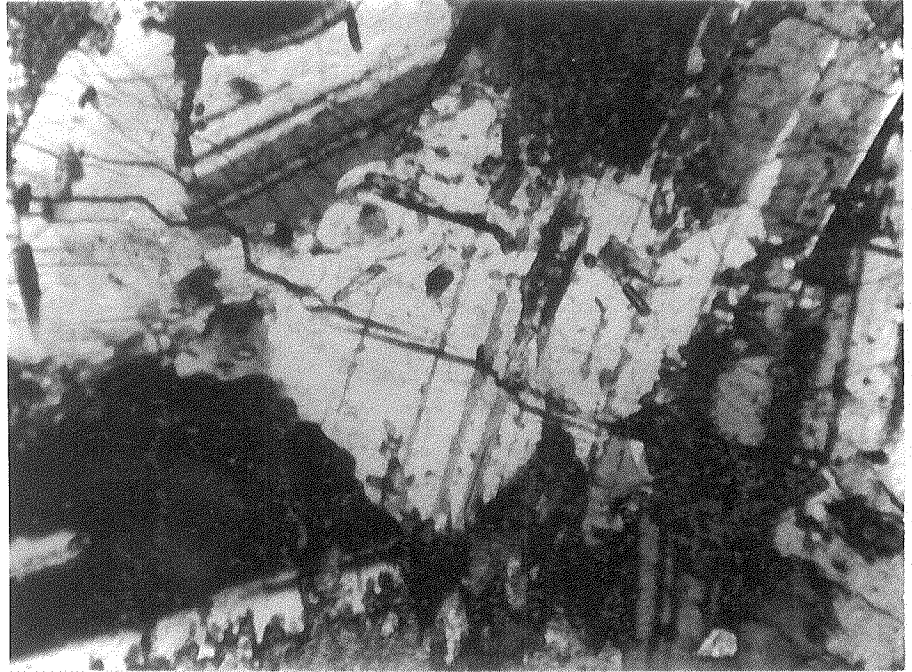


Foto 26.- Fotomicrografía de Anfibolita "gabroide" (M2). Obsérvese la textura granoblástica, el anfíbol y la plagioclasa. Con analizador, 35 aumentos.



Foto 27.- Fotomicrografía de una metaultrabásita (M9) de textura decusada. Casi totalmente compuesta por anfíbol al que acompañan escasa clorita y epitoto. Con analizador, 35 aumentos.

En algunos cristales las maclas se encuentran poco definidas. En las variedades gabroides, se observó en los individuos de plagioclasa un mejor desarrollo del clivaje, asociado a una incipiente granulación por fracturación. Estos feldespatos se encuentran transformados parcialmente en finos agregados de distintas composiciones, donde muchas veces es difícil separar los minerales que corresponden a alteración de aquellos que deben a posibles reemplazos metasomáticos sin o posteristalinos y hasta de las inclusiones que se han preservado durante la blastesis, por lo que se agruparán en un conjunto que denominaremos colectivamente como "transformaciones secundarias" y que comprendería:

- 1.- Finos agregados de minerales de las arcillas.
- 2.- Finos agregados de minerales de las arcillas y epidoto.
- 3.- Finos agregados de minerales de las arcillas y sericita.
- 4.- Sericita y muscovita
- 5.- Epidoto y clorita
- 6.- Epidoto y clorita y calcita.

Es posible que los tipos 1 a 3 correspondan a transformaciones por alteración meteórica, mientras que los restantes obedezcan a transformaciones sufridas por reemplazos metasomáticos en condiciones de metamorfismo retrógrado y/o hidrotermalismo.

Los anfíboles de las metabasitas y metaultrabasitas están representados por individuos de colores verde pálido y comúnmente poco pleocróicos; los que presentan esta característica en forma más destacada presentan la siguiente fórmula: x: verde pálido; y: verde

amarillento claro y z: verde oliva pálido. Su $2C$ varía entre 12 y 20 grados. Generalmente tienen mal desarrollo las caras pinacoidales, tratándose de individuos prismáticos alargados hasta fibrosos. En algunas rocas existen dos generaciones diferenciables por su tamaño, los menores se encuentran también como inclusiones dentro de las plagioclasas con un tamaño medio entre 0.1 y 0.2 mm, los otros se encuentran como porfiroblastos o cristaloblastos mayores de la matriz con un tamaño entre 0.6 y 1.5 mm. Se observaron inclusiones de anfíbol en porfiroblastos del mismo mineral, aparentemente de igual composición. Es poco frecuente observarlos maclados y cuando están, revelan una ley de tipo polisintética. Se los halló incluidos en cristaloblastos de plagioclasa e inversamente se determinaron inclusiones de plagioclasa en anfíbol, semejando texturas blastoofíticas. En general, se encuentran libres de transformaciones secundarias, excepto para las rocas gabroides de la zona al muelle donde los anfíboles muestran una parcial cloritización en penina.

Es de destacar, que en todas las anfíbolitas estudiadas y en los derivados de las ultrabásicas, no se encontraron diferencias apreciables en sus propiedades ópticas, por lo que se presumen de composición muy semejantes. Esta composición es de tipo tremolítica, del grupo tremolita - actinolita - ferroactinolita (Deer et al. 1963), debido a sus fórmulas de pleocroísmo, $2V$ y birrefringencia. Es posible que de esta serie correspondan a aquellos con menor cantidad de hierro, debido a ser débilmente coloreados, y con mayor contenido de magnesio y calcio por su paragénesis.

Cabe acotar finalmente que el pálido color que casi invariablemente presentan estos mafitos, no parece corresponder al alto grado metamórfico alcanzado por las rocas y revelado por el relativamente alto contenido en anortita de las plagioclasas, por lo que parece independiente del grado, lo que contrasta con el fuerte color y pleocroismo de los anfíboles de gneises y esquistos vecinos.

En los distintos tipos de metabasitas y meta-ultrabasitas, son constantes, los minerales del grupo de los epidotos, con predominio de los de tipo zoisita o clinozoisita sobre las variedades pistacíticas. Se encuentran como individuos incoloros a verdosos muy pálidos, de birrefringencia baja, algunas veces anómala y muy ocasionalmente ortita castaña. Su hábito es variado, presentándose usualmente como individuos prismáticos idióblásticos, muchas veces alargados (hasta 10 veces su ancho), granulares xenoblásticos o subidioblásticos con caras basales mal formadas. Algunos muestran bordes corroídos con núcleos frescos, observándose que en particular estas zonas turbias o pulvulentas son las que se encuentran en contacto con los cristales de plagioclase. Es asimismo común encontrarlos como inclusiones dentro de estos feldespatos o como finos reemplazos asociados con clorita y calcita. Se han observado núcleos de magnetita, incluidos en plagioclase, rodeados por una corona de epidoto granular y anfíbol. El tamaño de los cristaleblastos oscila entre 0.1 y 0.8 mm, siendo más frecuentes los tamaños entre 0.1 y 0.3 mm. En la muestra M1 se determinaron núcleos de zoisita con bordes de ortita.

Son frecuentes también los minerales del grupo de las cloritas que se encuentran ya sea como escamillas intersticiales independientes (generalmente entre los anfíboles) o como reemplazo de los mismos anfíboles o plagioclasas. Las hay de birrefringencia anómala de tipo pennina, y de tipo clinocloro o proclorita. La forma más frecuente de encontrarlas es como reemplazo parcial o total de los anfíboles.

Entre los accesorios se destacan pequeños cristales anedrales de cuarzo de extinción ondulatoria, generalmente libres de inclusiones e intersticial, gránulos de apatita, escasos opacos (generalmente magnetita) y muy escaso zircón.

2º Esquistos, en parte inyectados.

4.- Características megascópicas y relaciones de con-

22.

Este grupo de rocas se encuentra representado en la región central y este de la isla, pero además se presenta como pequeñas intercalaciones en la zona de las anfibolitas del sector sur. Se trata de esquistos biotíticos cuarzo feldespáticos, parcialmente migmatizados, en los que se observan porfiroblastos de feldespatos de hasta 1 cm de desarrollo y lentes cuarzo feldespáticas de hasta 10 cm de espesor y concordantes con la esquistosidad; su composición es muy similar a la de las rocas migmatíticas intercaladas en las metabasitas. El rumbo general de la esquistosidad es de N210 inclinándose entre 40 y 70 grados al sudeste. Poseen, asimismo, una fuerte lineación mineral (micas y agregados

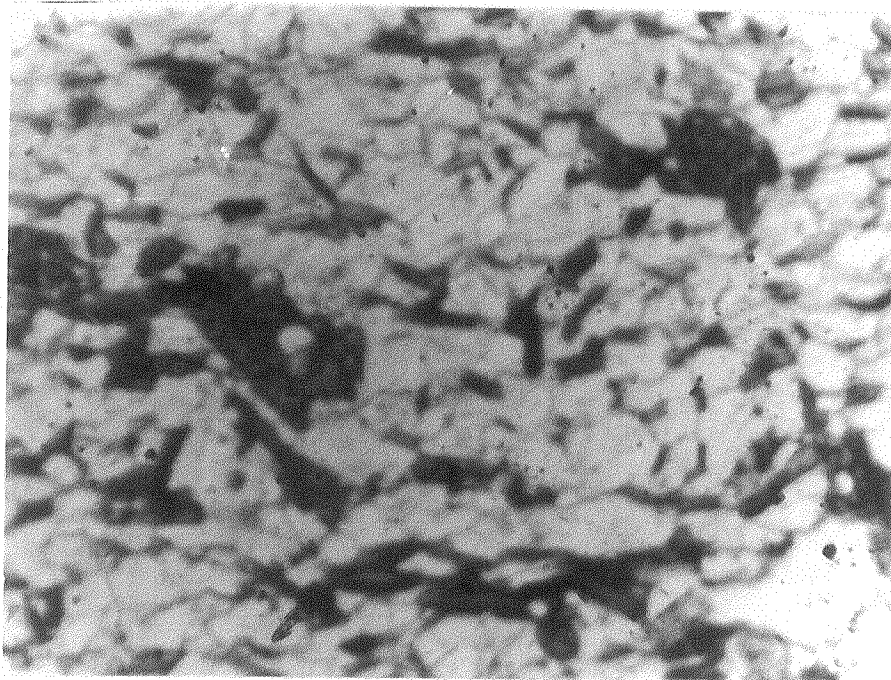
cuarzo -feldespáticos) paralela al rumbo de la esquistosidad.

Existen sectores en los que estas rocas tienen aspecto más gnáisico debido a aumentos en el tamaño de grano y a una mayor proporción de félsicos. Asimismo, fueron observados fajas de 20 a 30 cm de espesor, en los cuales se advierte una particular concentración de porfiroblastos de feldespatos (plagioclasas, menos comúnmente microcline). Estos esquistos, ricos en biotita, presentan en forma concordante lentes de hasta 50 cm de largo de composición granítica que deforman localmente los planes de esquistosidad. La presencia de estos lentes cuarzo feldespáticos y de porfiroblastos de similar composición, es la que confiere a la roca aspecto de rocas migmatíticas de tipo embrechitizadas.

B.- Petrografía.

Las muestras estudiadas se resuelven al microscopio como rocas con franca textura lepidoblástica en la matriz, que en parte se hace porfiroblástica por la blastesis de ideoblastos de hasta 2 mm de plagioclasas que han recristalizado estáticamente y englobado diablasticamente una matriz más fina. Esta matriz es, menos comúnmente granoblástica cuando la roca se empobrece en biotita (foto 28).

La plagioclasea es el mineral más abundante (véase notas tabla 3), como cristaloblastos de tipo agdesínicos con zonación. Usualmente existe muy poca diferencia en la composición del núcleo respecto a la de



- Foto 28. Fotomicrografía de la muestra El. Los cristales oscuros menores corresponden a biotita, los mayores a anfíboles. Los sectores claros están compuestos por plagioclasa y cuarzo. Sin analizador. 35 aumentos.

los bordes, el núcleo es más básico y contiene alrededor de 14% más de anortita que las zonas externas. Se observaron dos grupos de plagioclasas distinguibles por su tamaño. Uno (el más abundante) constituye parte fun-

damental en la matriz de los esquistos y presenta un tamaño medio entre 0.1 y 0.3 mm; el otro forma porfiroblastos de tamaño medio 5 mm. No se reconocieron diferencias composicionales entre los dos tipos, excepto localmente para pequeños cristales de la matriz que se encuentran bordeando cristaloblastos de microclino donde se determinó la presencia de albita granular y de génesis aparentemente posterior a las plagioclasas más cálcicas. Se destaca que los porfiroblastos tienen formas más idioblásticas que los individuos formadores de matriz, mientras que la albita granular es completamente xenoblástica. El conjunto de plagioclasas descrito se encuentra fresco, con escasos reemplazos sericiticos y usualmente maclados según las leyes habituales.

La biotita sigue en abundancia a la plagiocl-

clase, en cristaloblastos y porfiroblastos laminares subidioblásticos de colores castaños (Z: castaño oscuro, Y: castaño oscuro y X: castaño amarillento claro). Existen, al igual que en las plagioclasas, dos poblaciones diferenciables por su tamaño: los cristales menores conforman parte de la matriz y marcan, asimismo, los planos de esquistosidad, teniendo un tamaño medio cercano a 0.2 mm, mientras los mayores constituyen porfiroblastos de hasta 2 mm de tamaño y se encuentran dispuestos según los planos de esquistosidad o independientes de ellos.

Los anfíboles del grupo de las hornblendas, e son también componentes comunes de los esquistos, en cristaloblastos de colores verdosos y pleocróicos según: Z= verde pálido, Y= verde oliva y X= verde amarillento. Comúnmente muestran el clásico hábito prismático alargado según el eje C, con mal desarrollo de las caras basales. Se encuentran preferentemente asociado a biotita y por consiguiente a los planos de esquistosidad. El tamaño medio de los mismos corresponde al tamaño medio de la matriz.

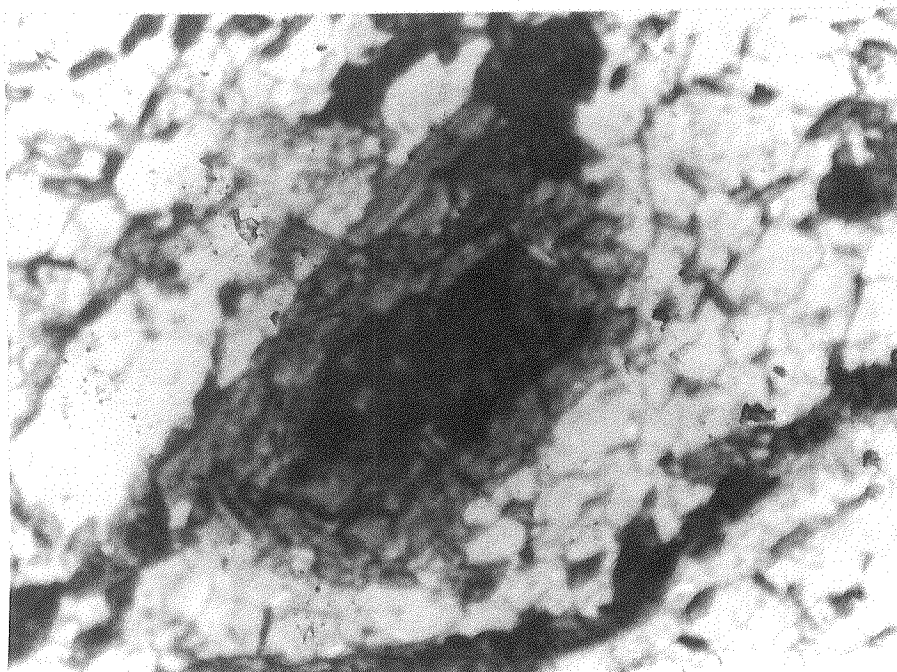
Cabe hacer resaltar que mientras las rocas anfibolíticas presentan anfíboles muy poco coloreados, estas rocas, al igual que las gnéisicas lo presentan fuertemente coloreados y pleocróicos. Finalmente cabe señalar que algunos de los individuos presentan aureolas de cloritas de fino tamaño, mientras que a otros se los observó zonados (foto 29).

En forma muy subordinada se encontraron cristales xenoblásticos y agregados policristalinos lenticulares de cuarzo con extinción ondulatoria y microcli-

no en forma intersticial o reemplazan de parcial—mente a las plagioclasas, semejando a tipertitas.

Existen, asimismo, finas venillas de cloritas que reemplazan parcial o totalmente a la ma-

triz y reemplazos parciales de clorita en los anfíboles. Como accesorios se destacan escasos zircones redondeados y opacos.



- Foto 29. Fotomicrografía de la muestra E2. Porfiroblasto de anfíbol zonado. Obsérvese la matriz lepidoblástica provocado por la orientación de la mica. Sin analizador. 35 aumentos

3- Gneises.

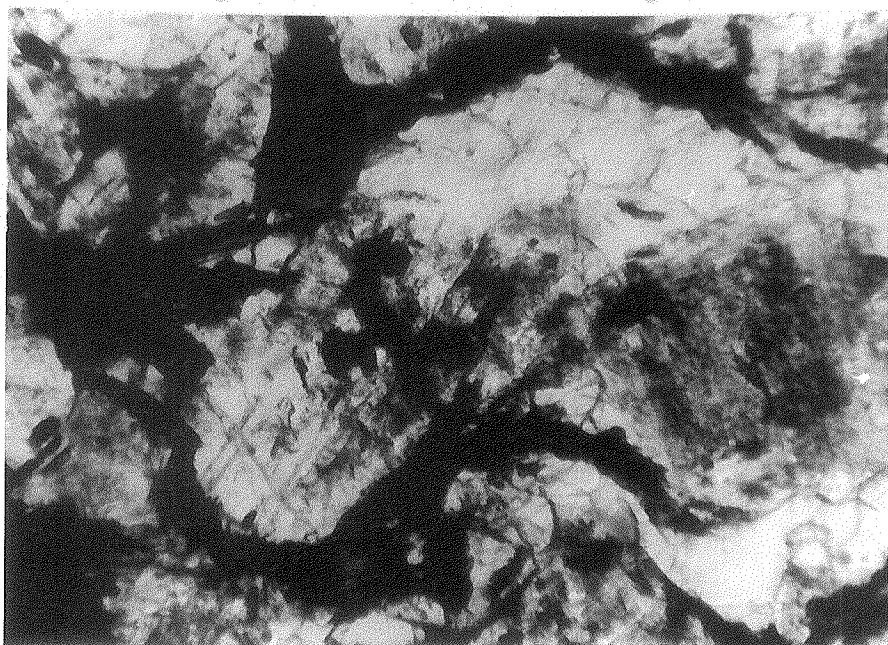
A.- Características megascópicas y relaciones de campo.

Estas rocas se encuentran restringidas al sector más austral de la isla. Se trata de rocas de colores grisáceos debilmente foliadas, de grano medio a grueso y de tipo biotíticas. Estos gneises se encuentran muy meteorizados superficialmente por lo que los afloramientos están parcialmente arenizados y con aspecto de "rocas aborregadas".

La foliación, usualmente pobremente desarrollada, tiene rumbo N220 grados con fuertes inclinaciones al SE y NW. A estas rocas se las puede encontrar también asociadas a esquistos y anfibolitas.

B.- Petrografía.

Al microscopio se resuelven como rocas de textura grano a lepidoblástica (esta última obedece a la presencia de abundante mica castaña) con signos de ligera cataclasis (foto 30).



- Foto 30. Fotomicrografía de la muestra Gn2, correspondiente a un gneis biotítico. Obsérvese la definida foliación dada por capas ricas en biotita. Los sectores claros están compuestos por plagioclasa y cuarzo. Sin analizador. 35 aumentos.

Estas plagioclases son de formas de sub a idio-blásticas y de tamaños de hasta 2 y 3 mm. Algunos individuos muestran pequeños parches de microclino que

La plagioclase es el mineral más abundante (sobrepasa los 50%) (ver modas tabla 4). Se tratan de individuos zonados de composición andesítica ácida en los núcleos y oligoclase básica en los bordes. Los núcleos más básicos se encuentran alofanizados y con un mayor número de inclusiones que los rebordes.

dan aspecto antipertítica a la plagioclasa que los contiene.

La biotita sigue en abundancia a la plagioclasa y es de color castaño oscuro y pleocróica. Se encuentra en escamas de hasta 2 mm asociada a hornblenda y epidoto.

El cuarzo es también abundante, límpido y de extinción ondulatoria. Tiene un tamaño medio de 0.2 mm y es xenoblástico, presentándose en individuos aislados o en agregados lenticulares hasta venozos; los agregados policristalinos muestran los individuos con contactos continuos y netos, raramente suturales.

Se destacan, entre los minerales coloreados, prismas subideoblásticos de anfíboles pleocróicos (castaño amarillento claro, verde olive oscuro y castaño verdoso) que han sido clasificados dentro del grupo de las hornblendas. Acompaña a la biotita y al anfíbol epidotos de tipo pistacíticos (a diferencia de los que presentan las rocas básicas que son zeisíticos o clinozeisíticos), que se encuentran como individuos xenoblásticos granulares de color verde pálido a incoloros y fracturados; usualmente se presentan cuando existe una zona de enriquecimiento en biotita y hornblenda.

Como accesorios se encuentran escasos cristales de titanita y apatita.

4- Migmatitas.

A.- Características megascópicas y relaciones de campo.

Las rocas metamórficas (esquistos y gneiss)

muestran a menudo secciones de las mismas con signos mesoscópicos de diferenciaciones leucocráticas. Estos diferenciados o neosomas son principalmente de tipo ofítmicos. Mehnert (1968) dando rocas de tipo embrechíticas en el sentido de Jung y Hoqués (1952), o consistentes en folias concordantes con las superficies "s" de las metamorfitas, o menos frecuentemente venaciones poco potentes que le confieren a las rocas un aspecto epibolítico o diadisítico. En oportunidades estas rocas dan idea de "esquistos inyectados". Estos diferenciados leucocráticos se encuentran constituidos de cuarzo y feldespatos, con porfiroblastesis en individuos aislados o en agregados policristalinos (foto 31).

De acuerdo con las características antes citadas y en base a la poca frecuencia que se presentan los diferenciados claros y a lo observado microscópicamente, entendemos que estas rocas han sufrido una mig-



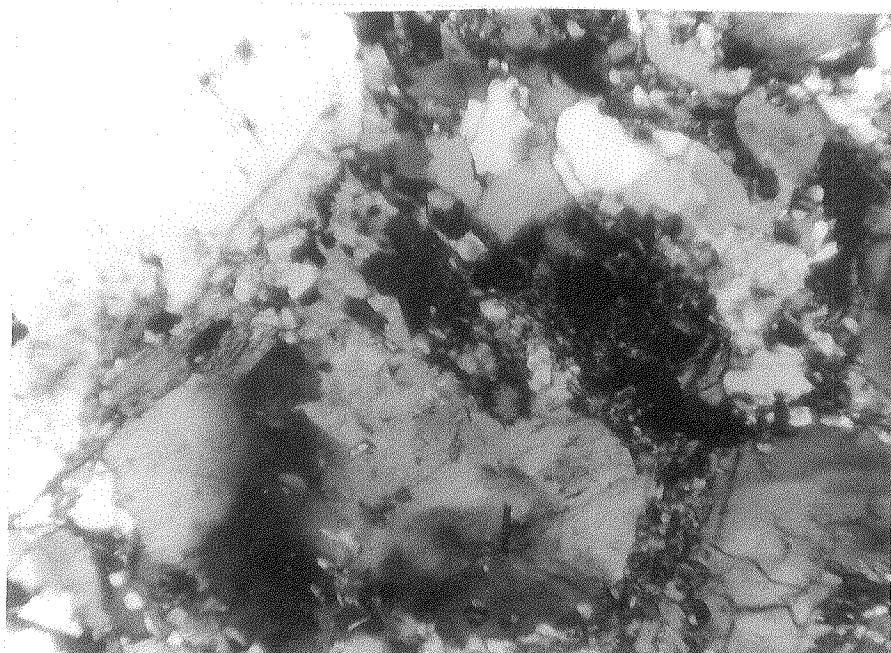
- Foto 31. Migmatita de la región sur de la isla, obsérvese la porfiroblastesis de feldespatos y en el extremo superior izquierdo de la foto un bloque de metabasita parcialmente digerido.

matización incipiente, tratándose de rocas de las consideradas como gneises y esquistos inyectados; no obs-

tante existir ejemplos que tanto mega como microscópicamente reúnen las condiciones para ser consideradas verdaderas migmatitas. Finalmente cabe señalar que en la zona de los esquistos se hallaron lentes de composición granítica que deformaban localmente la esquistosidad de las rocas que las contenían, lentes que se encuentran enriquecidas en fósiles respecto a las rocas de caja, pero que conservaban los mismos minerales metamórficos oscuros.

B.- Petrografía.

Microscópicamente las rocas muestran una textura porfiroblástica a granoblástica (foto 32). Las va-



- Foto 32. Fotomicrografía de una migmatita embrechítica.

Obsérvese la textura de grano porfiroblástica y la penetración intergranular de albita y microclino. Con analizador. 35 aumentos.

riedades embrechíticas tienen una matriz granoblástica hasta lepidoblástica. Se observa en general una fuerte porfiroblastesis de plagioclasa y microclino y penetración venosa de cuarzo y microclino. Los sectores que se podrían considerar paleosomáticos presentan

biotita, hornblenda, epidoto, plagioclasa y con dudas

cuarzo, son frecuentemente esquistosos -dado por la orientación de la biotita- hasta foliados de tipo gnáissico. Los sectores de neosoma se encuentran constituidos por plagioclasa, microclino, cuarzo y epidoto.

La plagioclasa constituye matriz y porfiroblastos y se muestra zonada con núcleos An30, borde An22 y núcleos An28 y borde An20 (foto 33). El microclino es de tipo peritítico (foto 34) con un 2V que varía entre 60 y 70 grados se lo encuentra constituyendo porfiroblastos de hasta 1 cm y en forma intersticial. Este microclino

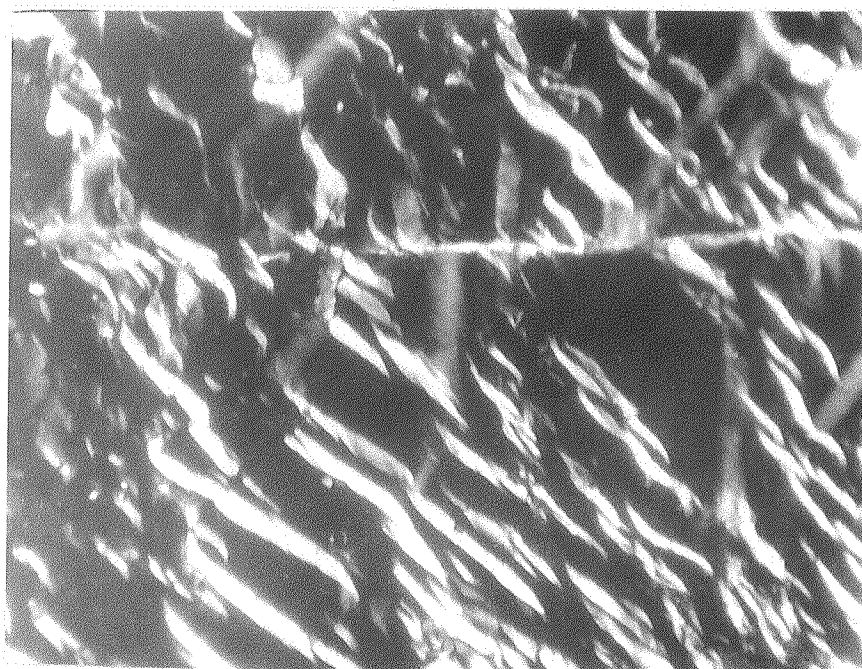


reemplaza a la plagioclasa llegando a constituir formas semejantes a las antiperititas

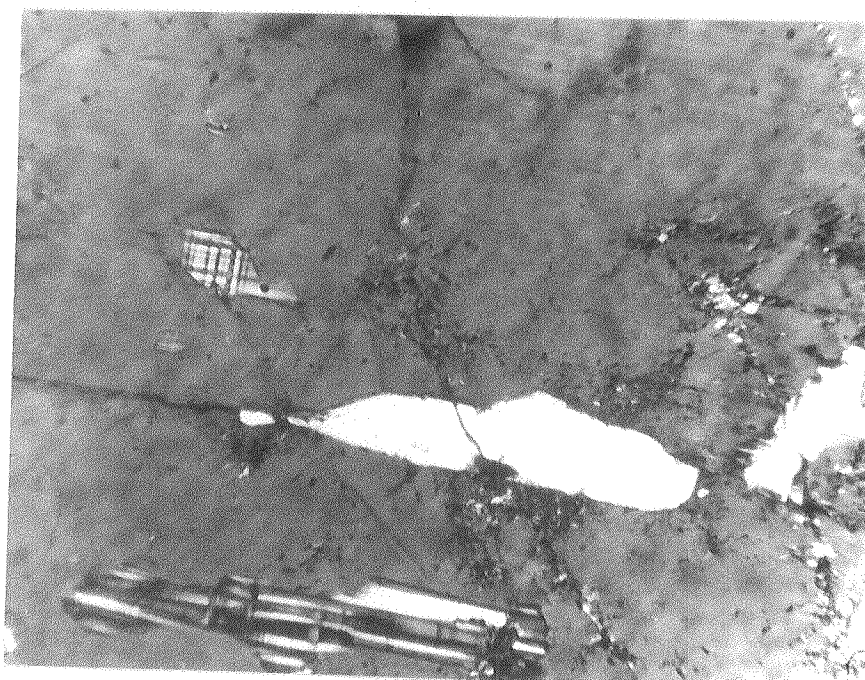
- Foto 33. Fotomicrografía de la muestra M4. Obsérvese la zonación de la plagioclasa de estas migmatitas embrechíticas. Con analizador 35 aumentos.

(foto 35). Frecuentemente bordeando los porfiroblastos de plagioclasa y/o microclino se encuentran finos agregados granulares de un mineral de bajos índices y birrefringencia que podría corresponder a albita (foto 36). En estas zonas es común que también se desarrollen estructuras de tipo nirnequíticas como las que se muestran en la foto 37.

En forma muy accesoria se observan muscovita, apatita y zircón.

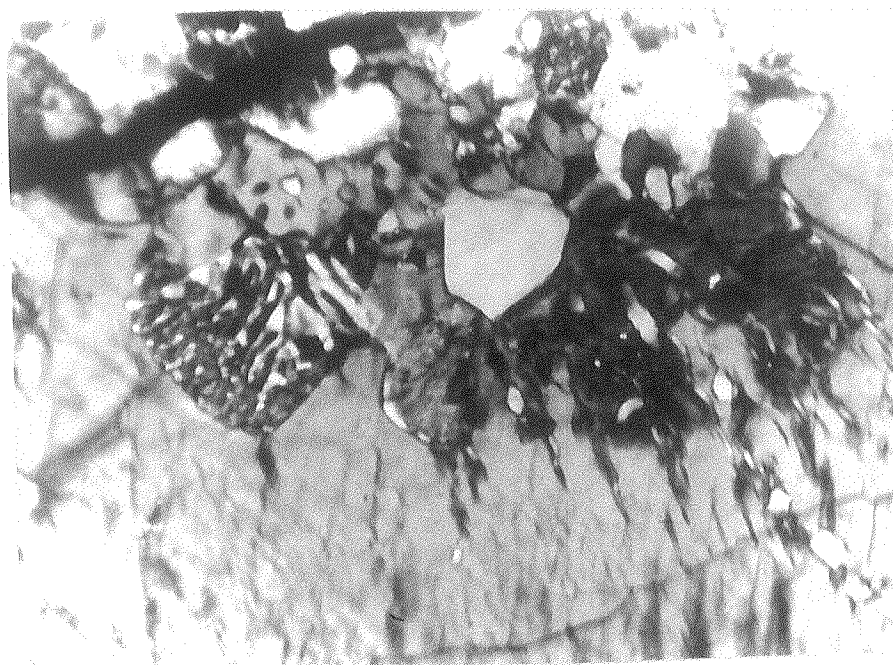
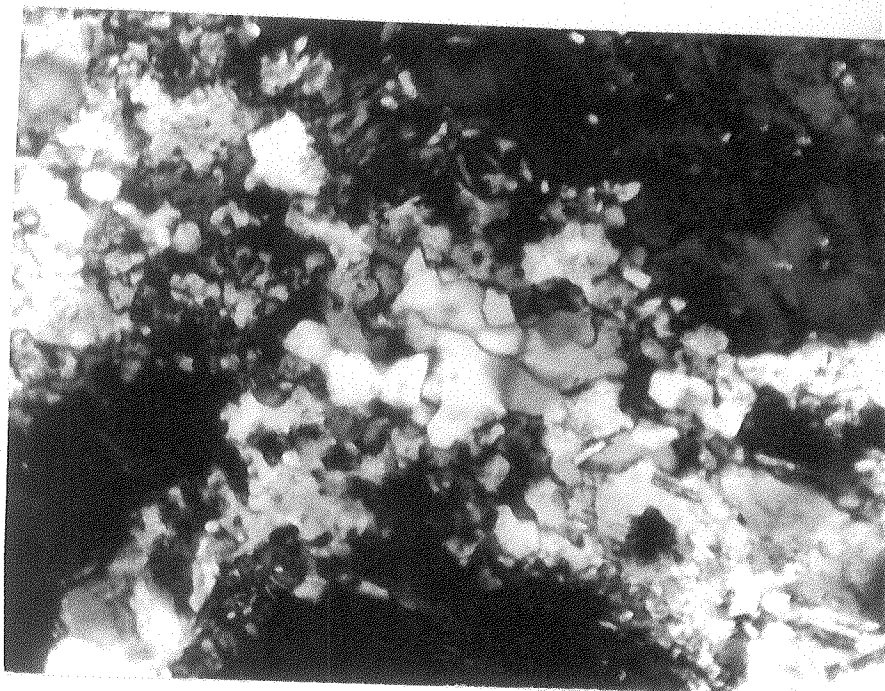


- Foto 34. Fotomicrografía del microclino peritítico de las migmatitas de la isla Martín García. Con analizador 35 aumentos.



- Foto 35. Fotomicrografía de la migmatita M7 mostrando el reemplazo de la plagioclasa por el microclino. Con analizador 100 aumentos.

- Foto 36.-
 Fotomicrografa
 mostrando
 la penetración
 de albita y mi
 croclino con
 desarrollo de
 mirmaquitas en
 las rocas mig
 matíticas de
 la isla. Ven
 analizador.
 100 aumentos.

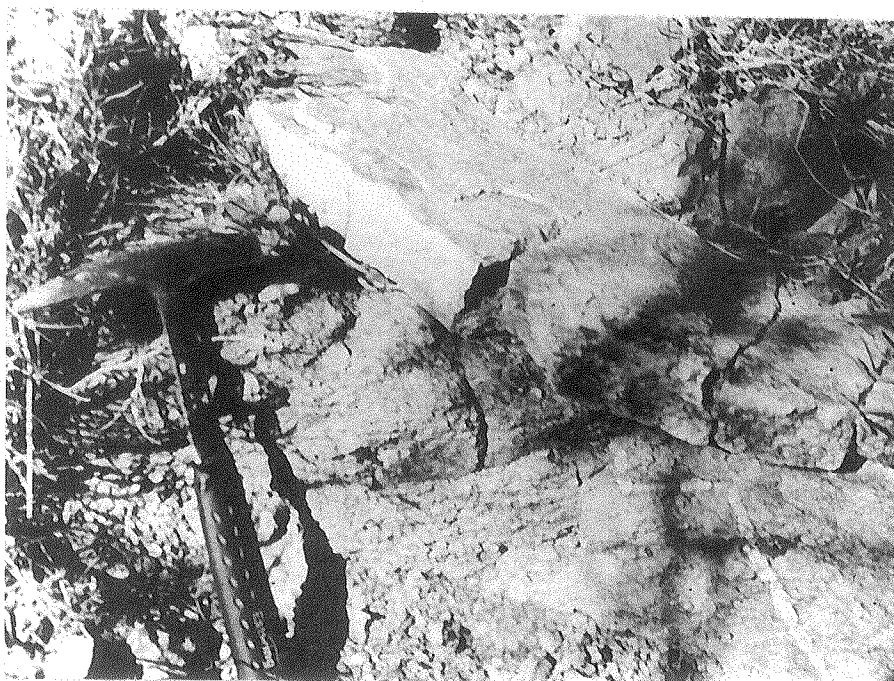


- Foto 37. Foto-
 micro-
 grafía de la mues-
 tra N7. Mirmaqui-
 tas en embrechita-
 tas. Con analiza-
 dor 100 aumentos

5.- Rocas filoneas y movilizadas granitoides

A.- Características megascópicas y relaciones de campo.

En los afloramientos de basamento de la isla es posible advertir la presencia de pequeños cuerpos filoneas ácidos, usualmente discordantes con bajo ángulo respecto a la foliación y/o esquistosidad de las rocas (foto 38), y lentes concordantes con esas estructuras



planares, también de composición ácida, que parecieran corresponder a la intrusión sincinemática de movilizadas granitoides.

Foto 38.- Filón granítico discordante del sector sur de la isla.

En general todas estas rocas son granudas, de colores

grises claros a medianos y leucocráticas.

B.- Petrografía

Entre los cuerpos filoneas menores, que se localizan preferentemente en el área sur de los afloramientos, se destacan los de composición diorítica a tonalítica (véase notas tabla 4). Son francamente leucocráticos, de grano medio -2 a 3 mm- y de texturas granudas alotrimorfas seriadas hasta aploides (foto 38 bis). Están compuestos esencialmente por plagioclasas azona-

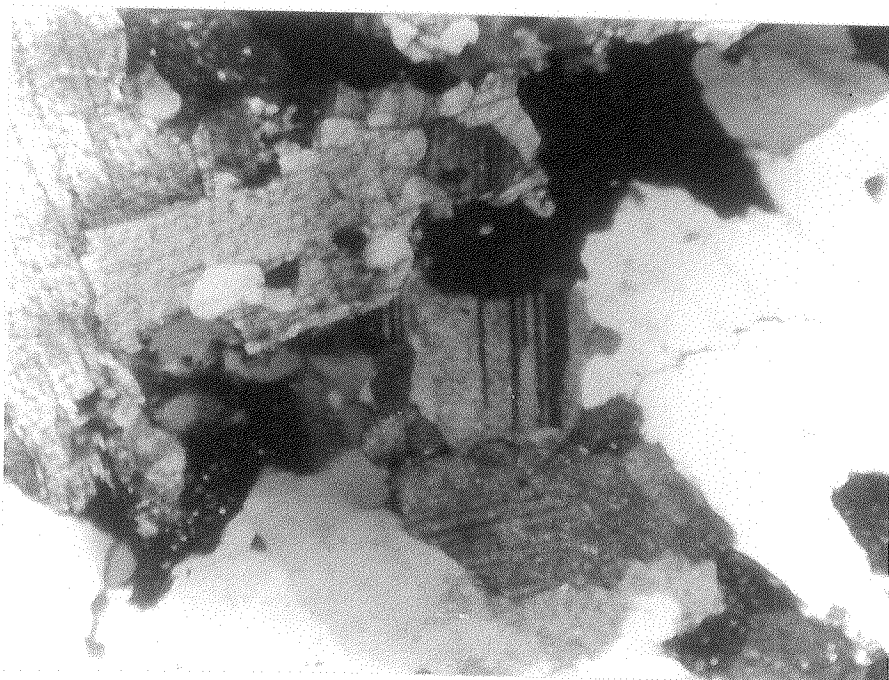


Foto 38 bis.-Fotomicrografía de un filón tonalítico mostrando su textura granuda alotriomorfa, la plagioclasa y el cuarzo. Con analizador. 35 aumentos.

les y zonales, todas alteradas en alófono y agrecita, salvo los rebordes zonales que son límpidos. Por lo expuesto, la determinación mineral es difícil, ya que los bordes límpidos carecen habitualmente de maclas; con

todo, en algunos casos se pudieron apreciar ángulos de extinción de tipo andesínicos.

Se observan, saltuariamente, dentro de las mismas plagioclases, cristales bien formados de muscovita. Acompaña a la plagioclasa escaso cuarzo en individuos aislados o intersticiales, límpidos, xenomórficos y de extinción normal.

La biotita es componente común en estas rocas; se la encuentra en muy escasa cantidad y en variedades castaño oscuro y poco pleocróica como en la muestra GR1 o de colores rojizos y más pleocróica y parcialmente reemplazada por clorita como en GR2. En forma accesoria aparecen titanita y opacos.

Dentro de la zona de esquistos, aparecen como lentes, los que denominamos "movilizados granitoides" que se han intruido en los esquistos deformando

sus superficies "s". Se encuentran compuestos por cristoblastos de plagioclasa ácida de tipo oligoclasa, algunos zonados con núcleos andesínicos, que presentan formas ideomórficas a subidiomórficas y constituyen a menudo porfiroblastos. El resto, de textura granoblástica uniforme, es un mosaico de grano medio de oligoclasa, cuarzo y biotita castaña pleocrómica. Intersticialmente y reemplazando parcialmente a los porfiroblastos de plagioclasa, aparece microclino. Este último se encuentra también formando escasos porfiroblastos generalmente de menor tamaño que los de plagioclasa. Como alteración se destaca la muscovitización de la plagioclasa y en forma de accesorio muy escaso sigón y minerales opacos.

6.- Rocas ultrabásicas

A.- Características mesoscópicas y relaciones de campo.

En la región central de la isla, inmediatamente al oeste de la pista de aterrizaje, por un trecho de unos 100 m aflora una roca de color gris verdosa oscura, de grano grueso y muy alterada, que está atravesada por numerosas venas calcíticas (foto 39). Es de hacer notar que no se observaron en la zona las relaciones de contacto de esta roca con las correspondientes al basamento cristalino.

B.- Petrología

Al microscopio la roca presenta textura granuda, modificada por la aparición de abundantes venas calcíticas y de aflice (calcedonia) y un fuerte reemplazo



Foto 39.- Aspecto general del afloramiento de rocas ultrabásicas. Obsérvese las numerosas venas calcíticas.

serpentínico-clorítico, por lo que el único mineral primario que persiste es un piroxeno de tipo augítico, color rosado pálido que muestra buen desarrollo de olivaje y zonación. Se observan las formas originales de primitivos minerales prismáticos equidimensionales, totalmente reemplazados por un agregado de minerales cloríticos y serpentínicos, que aparentemente corresponden a olivinas alteradas. Estos agregados de serpentina presentan segregados abundantes minerales opacos. Los agregados de piroxeno y las serpentinas-cloritas adoptan en conjunto una forma lenticular o en ojos encontrándose rodeados por las venas calcíticas, situación que parece indicar una deformación por cataclasis de la roca con anterioridad a los reemplazos. (Foto 40)

Si las olivinas fueran realmente los componentes primarios de estas rocas, se las podrían clasificar como peridotitas de tipo piroxénicas (vehlita?).



Foto 40.- Fotomicrografía de una muestra correspondiente al cuerpo ultrabásico. Obsérvese el piroxeno y los agregados de clorita-serpentina de formas lenticulares. Entre ellos calcita. Con analizador. 35 aumentos.

Finalmente es de destacar que se efectuó un análisis químico (LEMIT) por espectrofotometría semi-cuantitativa de una muestra del cuerpo con el fin de conocer su contenido en elementos minoritarios de interés económico, con el siguiente resultado:

Cu:	0.02%
Co:	0.05%
Ni:	0.3 %
Zn:	0.01%
Mn:	0.3%

Estos datos parecen confirmar su filiación ultrabásica.

Tabla 2Modas de metabasitas y metaultrabasitas

Muestra nº	M1	M2	M3	M15	M6	M12	M9
% Plagioclasa	56.1	61.0	30.6	12.0	42.2	-	-
% Anfíbol	41.0	32.6	63.0	84.0	53.0	71.7	87.3
% Epidoto	0.5	2.0	5.3	3.8	3.8	7.4	4.1
% Clorita	1.4	2.8	1.0	-	-	20.6	8.6
% Cuarzo	0.5	1.0	0.1	Tr	1.0	-	-
% Accesorios	0.5	0.6	Tz	0.2	Tz	0.3	Tz
% Anor ⁴ ita en plagioclasa	52	60	62	56	48	-	-

M12 y M9 metaultrabasitas. En la muestra M12 acompañan a la clorita un fino agregado de sericita con algo de anfíbol.

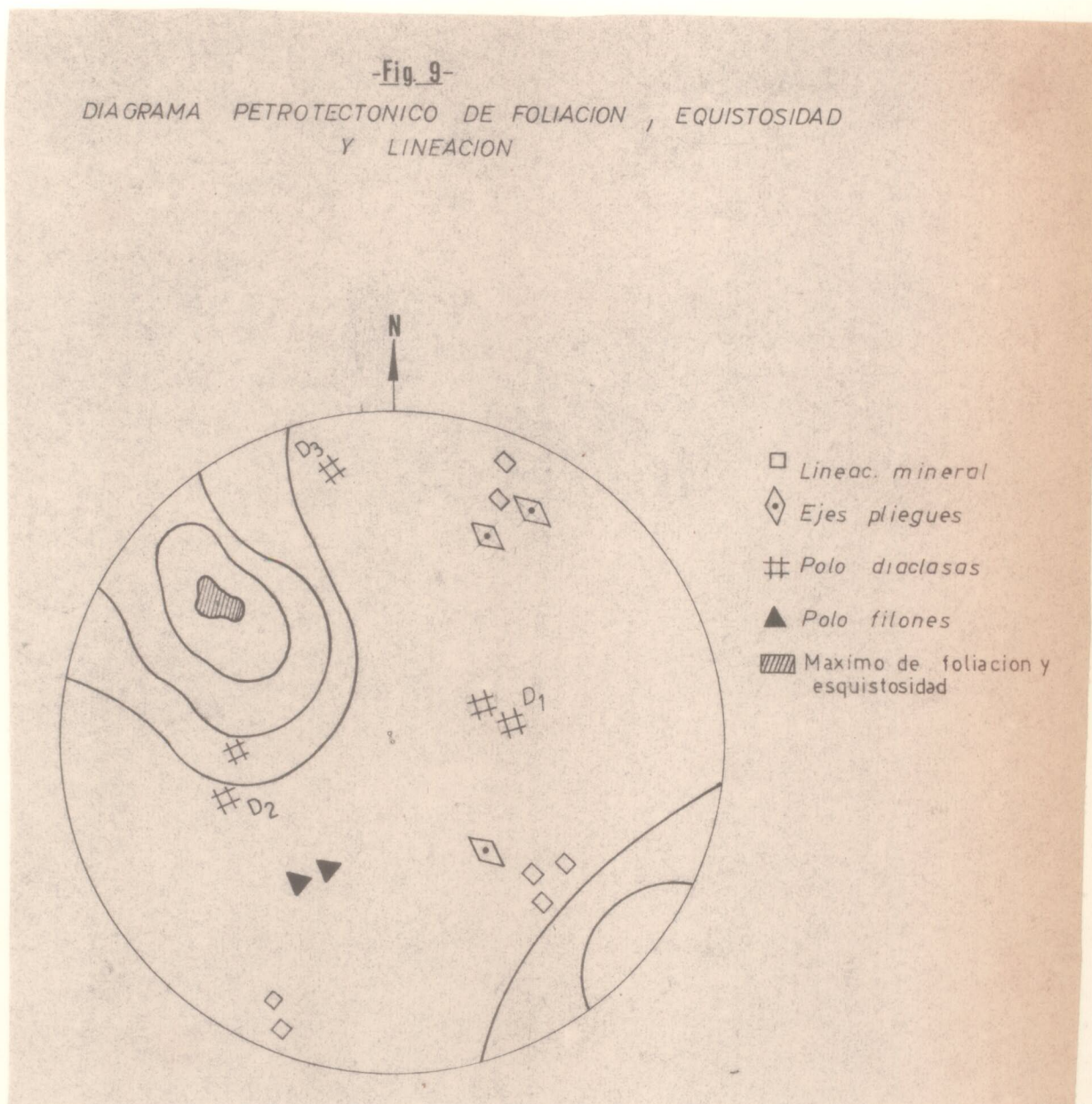
Tabla 3Modas de esquistos, gneises y filonemas

Muestra nº	E1	E2	M4	M5	GR1	GR2	GR1	GR2
% Plagioclasa	66.9	60.7	59.4	60.7	57.0	47.0	78.0	98.0
% Cuarzo	3.0	1.2	14.5	16.6	11.6	36.0	21.0	Tz
% Feld.potásico	0.4	Tr	0.9	Tz	Tz	0.5	-	-
% Biotita	19.0	30.3	10.6	18.3	22.4	8.7	1.0	2.0
% Anfíbol	9.3	7.0	13.7	4.4	5.4	7.3	-	-
% Epidoto	-	Tz	0.9	Tz	2.0	0.5	-	-
% Clorita	1.0	0.8	-	-	-	-	-	-
% Accesorios	0.4	Tz	Tz	Tz	1.6	Tz	Tz	Tz
% An en plagio- clasa	34	34	36	32	30	30	32	36

Las muestras E1 y E2 corresponden a esquistos, GR1 y GR2 a filones, el resto a gneises.

Estructura del basamento

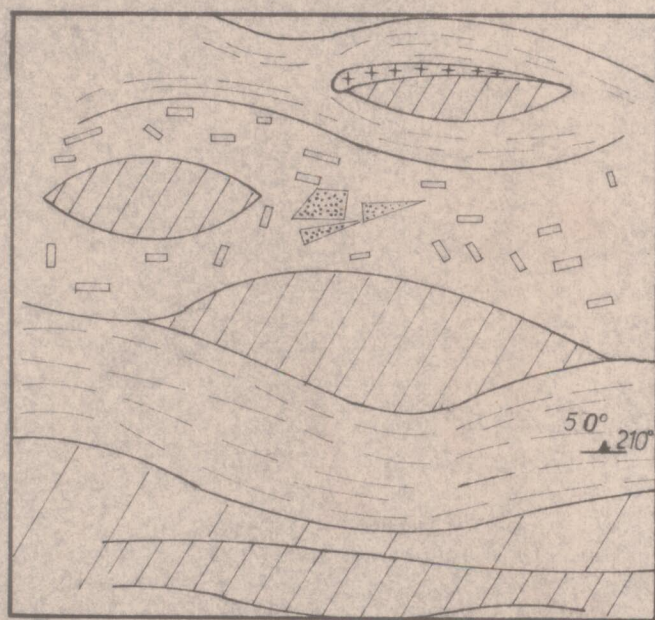
En base al reconocimiento efectuado en el terreno y al análisis del diagrama petrofábrico que se presenta (Figura 9) efectuado sobre las escasas deter-



minaciones que se pudieron realizar en los afloramientos, es posible constatar la presencia de una fuerte y definida orientación ENE-WSW de foliación-esquistosidad. Estas estructuras planares, dominantes y penetrativas, están acompañadas por estructuras lineares de tipo eje de pliegue y lineación mineral que, en parte,

acompañan en el rumbo a las estructuras planares regionales. Se observaron, además, dos tipos de pliegues de estilos y orientación axial distintas, que responden, por lo tanto, a dos episodios de deformacionales distintos. Asimismo, fué posible notar fuertes cambios en la lineación mineral y, lo que se considera quizás de mayor importancia, una fuerte lenticularidad que presentan las distintas unidades rocosas metamórficas (figura 10). Todas estas características han colaborado pa-

DETALLE DE UN SECTOR DE LOS AFLORAMIENTOS AL SUR
DE LA ISLA



2m
Esc.



Esquisto biotítico hornblendífero inyectado.



Anfibolita rica en plagioclasa con fenoclastos de anfibolitas anteriores.



Esquisto tonalítico hornbléndico.



Esquisto tonalítico



Diferenciación pegmatítica granítica

-Fig. 10-

ra que se piense en una superposición de movimientos, tan frecuentes en las largas historias geológicas de antiguos orógenos metamorfizados.

Para nuestro caso, se postulará una superposición, de por lo menos dos eventos tectónicos plegantes que, coincidentes regionalmente en el desarrollo de una fuerte estructura penetrativa ENE-WSW, no lo serían respecto a los ejes de los pliegues y la línea — ción mineral resultante, pero que provocarían en definitiva la lenticularidad de las distintas unidades, dependiendo ésta de su espesor, de la posición que ocupen dentro de las estructuras y del ángulo entre las direcciones de los esfuerzos. Es de destacar que el eje mayor de las unidades metamórficas lenticulares siempre es coincidente con la esquistosidad regional.

El primer ciclo de plegamiento, que denominaremos F1, tendría pliegues con ejes ESE-WNW, y se piensa, de acuerdo con lo observado e interpretado en el campo, que sus planos axiales se encuentran volcados, quizá formando parte de una estructura mayor de tipo nape. Resultante de este tectonismo serían la estructura planar S1 y las lineaciones paralelas a los ejes ESE-WNW que denominamos L1. Luego seguiría la fase F2 de plegamiento, con superposición de pliegues de ejes casi a 90° de los correspondientes a la primera fase (figura 11).

Esta situación permitiría explicar la aparente lenticularidad de los cuerpos rocosos metamórficos, la presencia de solamente una fuerte estructura planar penetrativa (que resulta del desarrollo de S2 sobreimpreso a S1) y lineaciones L2 a 90° de L1 (véase diagrama petrotectónico). En apoyo de esta interpretación, cabe mencionar que se reconoció en el campo la presencia de bloques de anfibolitas, denominadas, (A1) den -

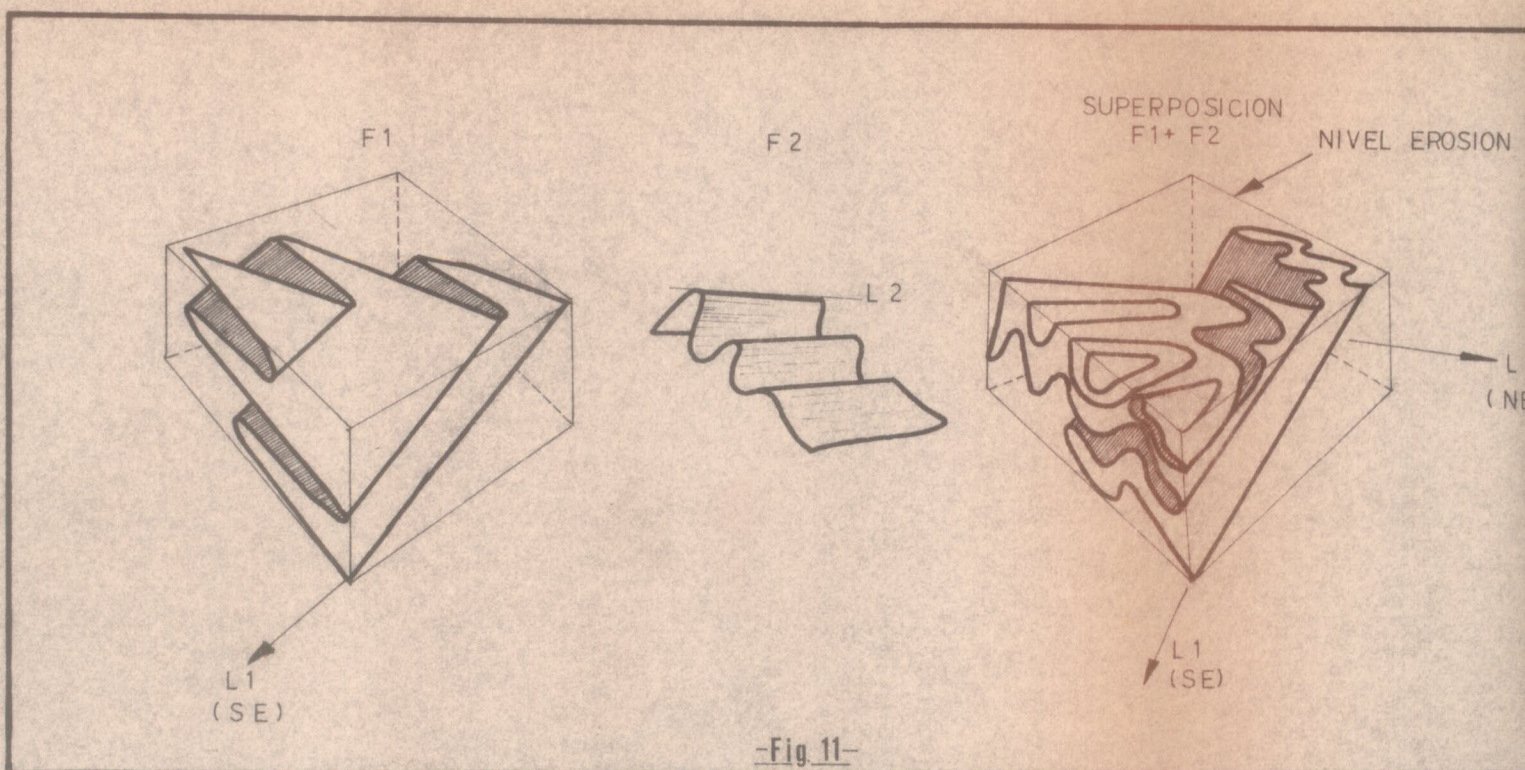


Figura 11.- Diagramas tridimensionales, según la forma representativa de Ramsay (1967) mostrando los estilos de deformación para F1, F2 y el modelo de superposición sufridos por las rocas del basamento de la Isla Martín García.

tro de una roca también de tipo anfibolítica aunque más plagioclásica y maciza (A2); esta relación, desde el punto de vista estructural, indicaría una diferencia de competencia a la deformación de las rocas A1 en la fase F2.

Al finalizar F2 se desarrollaron localmente corrugaciones de eje coincidentes aproximadamente con las líneas estructurales mayores. Con posterioridad se produjo el ascenso del complejo, muy posiblemente a través de fallas (se determinó la presencia de un sig E-W en el terreno), que pensamos se efectuó por lo menos en dos etapas: la primera hasta niveles epizona -

los, ya que el conjunto muestra un ligero metamorfismo retrógrado en grado clorita, y la segunda hasta alcanzar los niveles superficiales de la corteza. Es durante estos períodos que se originarían los tres sistemas de diaclasamiento determinados (figura 9): D1: SW-NE y cercano al plano de esquistosidad regional; D2: N-S, independiente de las estructuras planares desarrolladas durante el metamorfismo y posiblemente vinculadas con la fase F2 de plegamiento y finalmente D3: E-W que coincide con el plano de fracturación observado en el terreno.

Las edades radiométricas de las rocas del basamento

De acuerdo con las edades radiométricas obtenidas (véase tabla 4), y al único dato conocido hasta el momento, Linares y Latorre (1969), las rocas del basamento cristalino aflorantes en la isla Martín García corresponden al Precámbrico medio a superior (Almeida, 1971).

De las rocas analizadas las muestras números 599, 601, 602 y la datada por Linares y Latorre (op. cit.) corresponden a metabasitas, los números 604 y 605 son gneíses, mientras la 603 se trata de un filón granodiorítico. La muestra 600 también pertenece a una agfibolita, pero la misma mostró al microscopio una incipiente cataclásis que, posiblemente, sea el factor determinante de su menor edad respecto al resto de las metabasitas analizadas.

Los nuevos datos que se presentan en la tabla 4 corresponden a análisis efectuados por el INGEIS al que se agradece su colaboración.

Tabla 4

Edades radiométricas de la isla Martín García

INGRIS nº	Método	Analizado sobre	K %	Ar 40 Rad. x 10-10 mol/g	Ar40 %	Atm.	Edad mill. años
AK-0605	K-Ar	anfíbol	1.07	72.394	2.1	2.085	± 100
AK-0599	K-Ar	anfíbol	0.09	5.982	20.5	2.060	± 100
AK-0601	K-Ar	anfíbol	0.18	11.388	15.8	2.050	± 100
AK-0602	K-Ar	anfíbol	0.21	11792	10.1	1.870	± 100
AK-0603	K-Ar	muscovita	8.58	485.4	1.7	1.865	± 90
AK-0604	K-Ar	roca total	1.52	67.971	1.3	1.600	± 50
AK-0600	K-Ar	anfíbol	0.11	3.001	45.5	1.120	± 60

Linajes y K-Ar anfíbol 0.07 4.159 28.5 1.950 200

La torre
(1969)

PARTE TERCERA:

ETIOLOGIA DE LAS REGIONES ESTUDIADAS

El basamento cristalino de las regiones de cerro El Cristo y la isla Martín García.

Los primeros investigadores que visitaron los basamentos cristalinos de Tandilia y Uruguay reconocieron como posibilidad la existencia de un único socalo cristalino, común para ambas naciones, e incluyeron a la isla Martín García como representante de la misma gran unidad ígneo-metamórfica.

Estas primeras correlaciones entre Tandilia y el denominado "Sistema Montevideano" fueron llevadas a cabo fundamentalmente sobre la base de la comparación de los tipos litológicos presentes en ambas localidades, en particular las rocas que denominaron "gneis-granitos" o "rocas graníticas" (D'Orbigny, 1847; Heusser y Claraz, 1863).

Vemos hoy que estas comparaciones fueron válidas desde el momento que las dataciones radiométricas efectuadas en ambos ambientes así lo han demostrado. No obstante, en esta contribución queremos aportar nuevos datos al conocimiento integral del basamento cristalino precámbrico del Río de la Plata, mediante el análisis de los factores comunes petrológicos, estructurales y radiométricos que hemos encontrado en las localidades de las sierras de Balcarce y la isla Martín García.

De los múltiples enfoques modernos en el análisis de basamentos cristalinos que van desde mineralógicos a petrográficos, estructurales, geocronológicos hasta geoquímicos, se han elegido varios temas a los fines de comparar las rocas estudiadas. Así, a nivel mineralógico, ha parecido conveniente estudiar las variaciones composicionales y zonality de la plagioclase y las

sucesiones cristaloblasticas, hasta concluir en las determinaciones de facies y el análisis de las rocas migmatitas. Para las interpretaciones tectónicas, se estudiaron los distintos tipos de deformación existentes en las áreas estudiadas, vinculándolas con la granitización sufrida por las rocas. Finalmente, se interpretó en conjunto la evolución tecto-metamórfica de ambas localidades y su vinculación temporal con el basamento uruguayo.

La sucesión cristaloblastica en eclogitas y migmatitas

De acuerdo a las características texturales y/o estructurales es posible intentar establecer una sucesión de blastesis de los minerales constitutivos de las rocas estudiadas. Esto se estima necesario para poder interpretar la historia petrológica de la región ya que, en conjunto con el análisis petrotectónico y las edades radiométricas, coadyuvará a desentrañar la evolución geológica del precámbrico.

Los parámetros utilizados son fundamentalmente texturales y han sido ya utilizados por Cheng (1942 y 1944), Closs y Hietanen (1941) y otros. En este trabajo tomaremos en consideración las pautas texturales, reemplazos, venaciones y relaciones de contacto entre granos observables en cortes delgados. No se dejó de tener en cuenta que, en oportunidades, las relaciones entre cristales y las de inclusión de un mineral en otro pueden resultar aparente. No obstante, son claras en las rocas estudiadas -en especial en las migmatitas- las evidencias texturales que permiten establecer una secuen-

cia (no absoluta) cristaloblástica. Es de destacar que, en algunos casos, ha sido posible observar la presencia de dos generaciones de un mismo cristal, situaciones que también permiten establecer pasos en dicha secuencia.

Es necesario acotar que este orden de blastesis no debe ser tomado con el sentido dado a los clásicos órdenes de cristalización de las rocas migmatíticas, ya que en nuestras rocas obedece a un problema de polimetamorfismo y migmatización.

La sucesión establecida comprende entonces a las rocas gnéissicas y esquistos (ectinitas) y migmatitas de la región del cerro El Cristo y a los esquistos, gneises y migmatitas de la isla Martín García.

Es así que para las rocas estudiadas, resumiendo la secuencia de fenómenos que se determinaron, tendríamos los siguientes pasos:

Area de cerro El Cristo

- 1a.- Andesina-labradorita, granate, biotita, hornblenda, epidoto, cuarzo.
- 1b.- Andesina, microclino (escaso).
- 2.- Oligoclasa-andesina, microclino, biotita, granate, epidoto, cuarzo.
- 3.- Albita, clorita, epidoto, muscovita, cuarzo.

Area de la isla Martín García

- 1a.- Andesina, biotita, hornblenda, epidoto, cuarzo.
- 1b.- Andesina-oligoclasa, microclino (escaso).
- 2.- Oligoclasa, microclino, epidoto.
- 3.- Albita, clorita, epidoto, muscovita, cuarzo.

En este orden establecido el primer paso (1a) corresponde a la blastesis de las rocas gnéissicas y es-

quistos. En 1b se observan rocas que han sido clasificadas como ecinitas, pero se sospecha que éstas puedan presentar una incipiente migmatización dada por una ligera porfiroblastesis de la plagioclasa crecida estáticamente (usualmente zonada) sobre matriz ecinitica, y escaso microclino intersticial. El 2 corresponde a los procesos de migmatización que sufrieron las metamorfitas de las zonas estudiadas. Según lo dicho anteriormente es posible indicar que este fenómeno comenzaría ya en el paso 1b y en coincidencia con la porfiroblastesis y zonación de la plagioclasa y del escaso microclino que aparece intersticialmente o reemplazando a la plagioclasa primaria ecinitica. Estos dos últimos pasos corresponderían entonces al material aportado o neoformado, siendo el primero (paso 2) el más conspicuo e importante dado por la aparición de significativas cantidades de microclino peritítico y plagioclasa ácida, que usualmente se nuclea sobre las ya recrystalizadas. El paso 3 corresponde a las etapas finales o residuales del proceso de migmatización (albita, mirnequitas, muscovita y cuarzo intersticial) y a posibles fenómenos diafteréticos sufridos posteriormente por las rocas (epidoto, clorita).

Es interesante destacar que en ambas localidades a medida que avanza el proceso de migmatización se acidifica la plagioclasa, aumenta el microclino y finalmente aparece la suite de minerales póstumos ácidos y diafteréticos.

Asimismo, es de hacer notar que, para la isla Martín García, la composición dada por el paso 1b es coincidente con la de algunos lentes y filones alojados en

los esquistos y gneises de la zona.

Finalmente cabe señalar que para la región de El Cristo, conjuntamente con la aparición del microclino peritítico y la plagioclase ácida se determinó la presencia de una nueva generación de granate y biotita, dando esta última una "neoesquistosidad" a las rocas migmatíticas constituidas por la blastesis conjunta de fósicos y máficos. En esta región resulta también llamativa la coincidencia de la composición del paso establecido para la migmatitas con la de los granitoides del cerro San Verán.

-ooOoo-

Las plagioclases de las regiones estudiadas

Su composición. Variaciones

Las variaciones de composición observadas en las plagioclases correspondientes a las rocas estudiadas llevaron a que se confeccionen los gráficos de la figura 12. Las determinaciones fueron efectuadas con platina universal mediante el método de Rittmann-Ebert (en Tröger, 1956). Es de señalar que no se incluyó en los gráficos la albita intersticial.

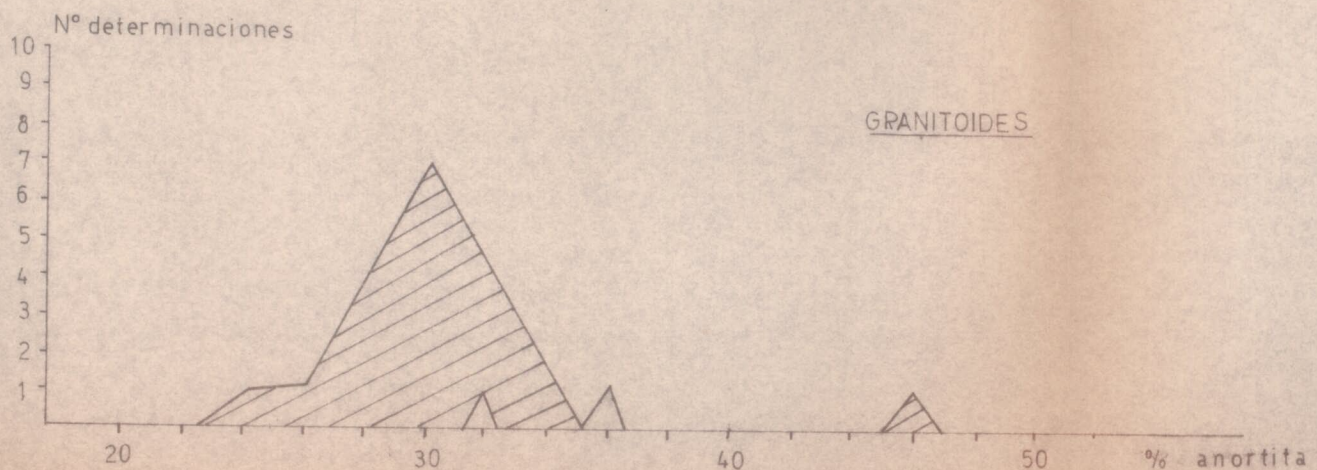
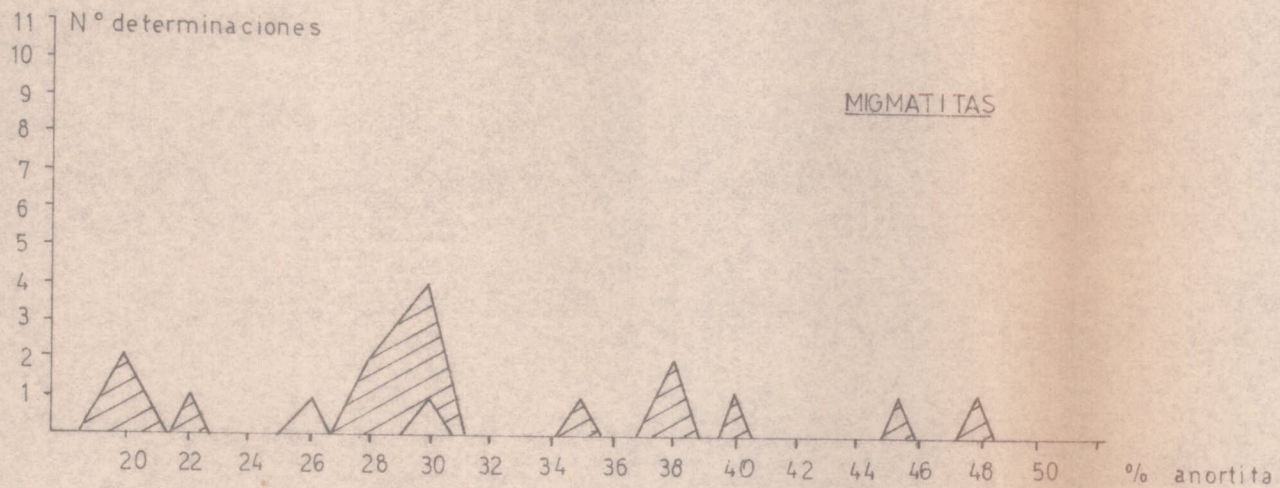
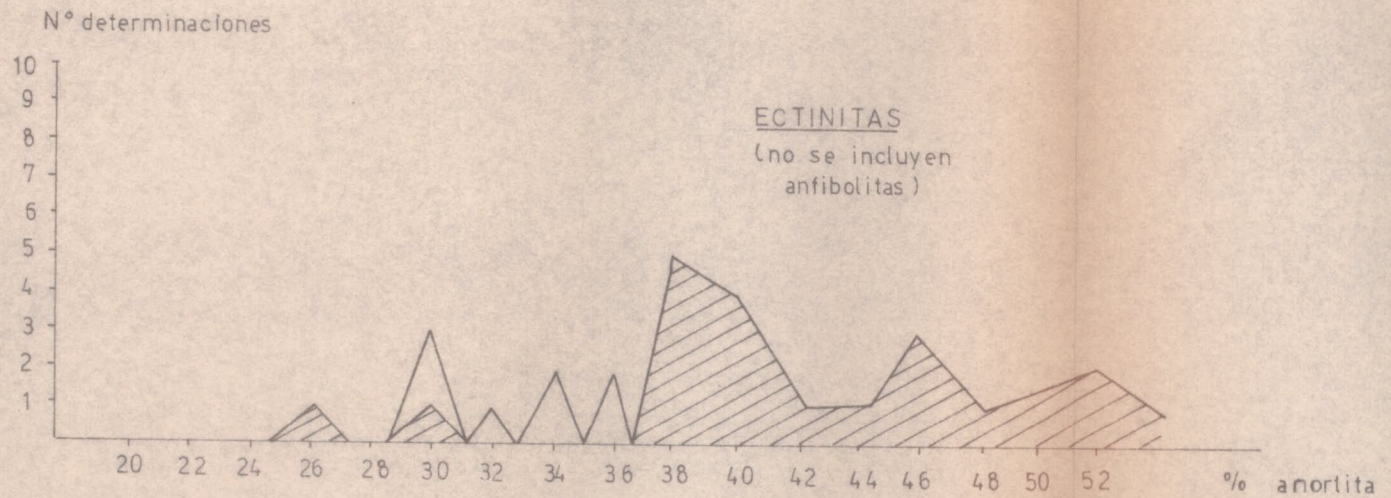
Es posible advertir, visualizando los gráficos, que las composiciones obtenidas son variables entre los campos correspondientes a labradorita ácida y oligoclases básicas. En general es posible indicar que la composición de las plagioclases de las ecinitas de la región de El Cristo muestran un tenor de anortita mayor que las encontradas en la isla Martín García. Entendemos que estas diferencias, sobre la base de lo referido en el capítulo dedicado a la cristalloblastesis de las metamorfiras y migmatitas, obedecen fundamentalmente a la incipiente migmatización que presentan las ecinitas de la región de la isla. Para la región de cerro El Cristo, la evolución de la plagioclase desde las ecinitas hasta los granitoides muestra un marcado enriquecimiento en la molécula de albita. Es interesante señalar la persistencia relictual, en las migmatitas de esta misma localidad, de plagioclases más básicas que anortita 38% que caracteriza a los gneises en paragénesis con plagioclases más ácidas con un máximo en 30% de anortita. Por otra parte es interesante señalar que este máximo que se encuentra en 30% de anortitas es coincidente con el máximo determinado para los granitoides

-Fig 12-

CONTENIDO EN ANORTITA DE LAS PLAGIOCLASAS
DE LAS ZONAS ESTUDIADAS

△ región C° EL Cristo

△ isla Martin Garcia



de la misma zona.

Finalmente se destaca que la acidificación de la plagioclasa de los granitoides y migmatitas puede ser el resultado de procesos anatéticos profundos, a este respecto Mehenert (op.cit.) indica que el contenido de anortita de la plagioclasa de los movilizados anatéticos debe ser menor que aquellos que correspondan a sus rocas originarias.

La zonación

Desde las primeras descripciones de plagioclasa metamórficas zonadas efectuadas por Becke (1913 a y b) y Goltschmidt (1915) han sido varios los investigadores que se ocuparon de describir y estudiar los problemas en las discontinuidades composicionales de los cristales de plagioclasa. Entre ellos Phillips (1930); Closs y Hietanen (1941); Compton (1955); Cannon (1962 - 66) y Morteau y Raase (1974).

Cannon (1966) para la Guayana Británica, en la Asociación Bartica, encuentra plagioclasa zonadas en rocas anfibolíticas y granulíticas. La zonación es de tipo normal con núcleos An38-68 y borde An48-68, inversa en rango An65-75 y oscilatoria (estos dos últimos tipos más raros). Para la zonación normal da como origen un metasomatismo sódico en las etapas finales del metamorfismo mientras que para la inversa indica que posiblemente se deba al metamorfismo progresivo. La zonación oscilatoria, explica el mismo autor, podría ser debida a la combinación de los dos factores antes citados.

En los gneises de Taernfenster y Schieferhü-

lle, Mosteani y Raase (op.cit.) indican dos tipos de plagioclase, una antigua idiomórfica con numerosas inclusiones y maclado polisintético generada por el metamorfismo (recristalización) de plagioclase de An rica a An pobre. Algunas de estas plagioclases contienen una bien preservada zonación normal migmatítica y otra neofogmada que ha crecido granoblásticamente en la roca a expensas de las plagioclases premetamórficas. Estas no poseen inclusiones, generalmente no se encuentran macladas y casi siempre muestran zonación inversa entre An0-5, An0-5 y borde An15-20 y An15-18 y borde An15-20-30.- Los autores refieren dos procesos para explicar esta zonación metamórfica. Uno por reacciones minerales debidas a un metamorfismo regional que va aumentando causando el crecimiento de plagioclase cada vez más cálcica y otro por un abrupto aumento de temperatura (o presión) mientras otros minerales que coexisten con la plagioclase cambian sus composiciones en una manera similar.

En las rocas estudiadas, tanto en el área de Balcarce como en la isla Martín García, han sido observadas plagioclases zonadas en las metamorfitas y en las migmatitas (ver capítulo de petrografía). Las plagioclases que muestran este fenómeno son tanto porfiroblastos como formadoras de matriz, no obstante lo presentan con mayor asiduidad los porfiroblastos, en especial las rocas que, megascópicamente, tienen aspecto de "migmatizadas". Las zonaciones observadas son principalmente de tipo normal con núcleos que varían entre An30-40 y bordes de An25-20. En general se tratan de dos zonas marcadas, de bordes difusos y pobre desarrollo de maclado, son también frecuentes las plagioclase con más zonas pero

siempre dentro de los rangos composicionales antes citados. Menos comunmente se determinaron zonaciones oscilatorias inversas de composiciones An30-38-20.

Del origen de estas zonaciones pensamos, de acuerdo con Cannon (op.cit.), que las de tipo normal son posiblemente el resultado de un aporte metasomático sódico, posiblemente a través de la misma migmatización, en las últimas fases del metamorfismo regional dando como resultado los bordes sódicos nucleados sobre plagioclasas más cálcicas. Esta posibilidad se podría ver avalada por el hecho de haber encontrado frecuentemente, y en especial en las socas migmatizadas, albita intergranular bordeando los porfiroblastos de plagioclase y microclino que bien puede significar parte del aporte sódico.

La zonación inversa y oscilatoria encontrada puede, en cambio, tener un origen distinto. El primer caso ya ha sido comprobado que puede deberse al metamorfismo progresivo, mientras que para el segundo Cannon (op.cit.) postula un origen combinado entre el metamorfismo progresivo y el metasomatismo sódico final. A este respecto es digno de mencionar que es ampliamente conocido el factor de herencia que posibilita la presencia de zonaciones "igneas" en rocas metamórficas, factor que pensamos no se debe descartar por el momento. No obstante pensamos que para el caso que nos ocupa la explicación dada por Cannon al tratar de explicar el origen de las zonaciones oscilatorias de Guayana es, por el momento, la más indicada.

Es importante señalar en este capítulo que creemos que estos fenómenos de zonación normal en pla -

gioclase son, de acuerdo con lo observado por los distintos autores que han trabajado en el tema y la presente contribución, el resultado de los efectos migmatizantes durante o en los últimos periodos del metamorfismo regional dinamotérmico profundo.

-cc0cc-

Las facies metamórficas y las rocas originarias

Es importante para el mejor conocimiento de la evolución tecto-metamórfica sufrida por el antiguo cinturón orogénico precámbrico de Tandilia y la isla Martín García efectuar un intento de clasificación facial o grado metamórfico al cual alcanzaron las rocas sujetas al mismo.

Los primeros autores en considerar la cuestión desde este punto de vista son Teruggi et al (1962), quienes al estudiar las metamorfitas de la región de Balcarce manifiestan que las mismas indican un grado metamórfico compatible con las facies de anfibolitas, posiblemente sillimanita-almandino o estauroлита-cianita, correspondiente a un metamorfismo regional de mesozona. Es de destacar que, para el cerro de Balcarce (El Triunfo), señalan un grado más avanzado de metamorfismo, que colocan entre las facies de granulitas y la de anfibolitas. Este análisis es coincidente con el efectuado en nuevas colaboraciones por Teruggi et al (1974) para la misma región, donde los autores distinguen dos fases metamórficas principales que denominan M1 y M2. La primera (M1) corresponde a las facies de anfibolitas almandínicas transicionales a granulitas y de grado ortopiroxeno y es de desarrollo local para el área del cerro El Triunfo y la localidad denominada Punta Teta, mientras que la segunda corresponde a facies de anfibolitas almandínicas de grado oligoclasa y es de distribución regional. Esta última sería, para estos autores, coetánea con la migmatización y con las primeras intrusiones ácidas.

Para Tandil, los mismos autores (Teruggi et al

1973) determinan una serie de eventos metamórficos (polimetamorfismo) que se inician con un M1 grado biotita en facies de esquistos verdes, que luego prosigue con una fase M2-correlacionable en cierta medida con la que corresponde a la región de Balcarce- en facies de esquistos verdes grado almandino con migmatización y concluye con un M3, esquistos verdes grado clorita, final y diaforético.

En cuanto al basamento de Martín García, ningún autor se ha ocupado, hasta ahora, de determinar sus facies metamórficas.

De acuerdo con el análisis composicional, textural y estructural efectuado en este trabajo y a los efectuados por los anteriores investigadores que se ocuparon del tema, entendemos que los productos metamórficos del basamento cristalino del área del cerro El Crigto y la isla Martín García obedecen fundamentalmente a un metamorfismo dinamotérmico de tipo barreviano efectivizado sobre una secuencia sedimentaria intruída por cuerpos básicos con diferenciaciones ultrabásicos. El producto metamórfico de las rocas sedimentarias serían las rocas gnéisicas, los esquistos y las migmatitas y de las básicas y ultrabásicas, las anfíbolitas y metaultrabásitas.

Es de destacar que se efectuó el análisis facial sin considerar los minerales felsícos diferenciados en la migmatización del complejo, pues se entiende que las migmatitas no reflejan las condiciones originales de presión y temperatura del metamorfismo por haber sufrido cambios, Winkler (1967) y Von Platten (1965), al menos mineralógicos, importantes.

Por otra parte cabe señalar que este análisis refleja las condiciones del metamorfismo imperantes en el último gran evento tecto-metamórfico con el cual se inicia la migmatización, ya que el mismo homogeneizó casi totalmente a dicho complejo y deja solamente estos escasos relictos texturales y mineralógicos que imposibilitan una profundización en el análisis de los eventos metamórficos secundarios o casi totalmente borrados por el principal.

De acuerdo con las paragénesis estudiadas en los grupos litológicos presentes, es posible dividir a las rocas en las siguientes asociaciones mineralógicas:

Área del Cerro El Cristo

Metasedimentitas

En gneises: 1.- Andesina-almandino-biotita-epidoto (microclino)

2.- Andesina-hornblenda-biotita (almandino - microclino).

En esquistos: 1.- Andesina (oligoclase)-biotita-(hornblenda-almandino-epidoto)

Metabasitas

En anfibolitas: 1.- Labradorita (andesina)-hornblenda-epidoto

2.- Labradorita-ferrosalita-hornblenda-epidoto

Isla Martín García

Metasedimentitas

En gneises: 1.- Andesina-biotita-hornblenda-epidoto-cuarzo (microclino)

En esquistos: 1.- Andesina-biotita-hornblenda-cuarzo (microclino)

Metabasitas y metaultrabasitas

En anfibolitas: 1.- Labradorita-tremolita-epidoto

En metaultrabásitas: 1.- Tremolita-epidoto.

Cabe señalar que no se incluyen en las asociaciones antes enumeradas a la clorita, parte del epidoto y la albita que, de acuerdo a las pautas texturales y estructurales encontradas resultan de origen diaforético.

Estas paragénesis nos serán de utilidad para considerar las condiciones de presión y temperatura a que han estado sometidos los materiales originarios. Para el caso que nos ocupa, en el cual contamos solamente con el almandino como mineral índice derivado de pelitas aluminosas, nos ocuparemos del estudio facial mediante las asociaciones minerales establecidas, vinculándolas muy estrechamente con el contenido de anortita de las plagioclasas presentes.

Sobre el particular, Winkler (1967) indica que la facies de anfibolitas almandínicas está caracterizada por la presencia de plagioclasa con al menos 15% de anortita. Turner y Verhoogen (1964), para la subfacie de sillimanita de anfibolitas almandínicas, señalan que la plagioclasa es oligoclasa-andesina en los esquistos pelíticos y andesina a labradorita en las anfibolitas, y que el epidoto está ausente o es despreciable e indican que excepto por esto y por la presencia de sillimanita en lugar de la cianita (ambas se encontrarían exclusivamente en rocas ricas en alúmina) estas subfacie es similar a la cianita-almandino-muscovita. Cabe señalar que esta situación es semejante a la que se presenta en nuestro caso, ya que se han determinado similares valores en el contenido de anortita para las rocas derivadas de es

dimentos y de rocas básicas, con las mismas diferencias observadas, por los autores antes citados, entre las mismas. Por otra parte Turner (1968) de acuerdo a Fyfe y Turner (1966) prefieren utilizar el término de anfíbolita, en lugar anfíbolitas almandínicas, ya que este mineral no es tan común, y en las rocas básicas a la paragénesis plagioclasa-hornblenda la acompaña más frecuentemente el epidoto; tal es el caso de las anfíbolitas de las zonas de estudio. Es de destacar que los mismos autores proponen que, para estas facies, la plagioclasa de las paragénesis básicas diagnósticas debe ser más cálcica que anortita 20% (comúnmente An30%). De acuerdo con Wiseman (1935) la composición de las anfíbolitas (metadiabasas) inmediatamente debajo de la isograda del almandino, en la zona del almandino en el Dalradiano de Escocia, es hornblenda-albita-clinzoisita-biotita-(almandino) o hornblenda-albita-epidoto-clorita-biotita. Por encima de la misma, ya en meta facies de anfíbolita, la paragénesis de las metadiabasas corresponde a hornblenda-andesina-(epidoto-granate-giotita), situación que se alcanza, según el mismo autor, solamente en los grados máximos de la zona del almandino. Para Nueva Zelanda, Crawford (1966) discute con algún detalle la transición de asociaciones minerales con albita y oligoclasa-andesina que se encuentran en la zona del almandino en la localidad de Westland; para bajo rango encuentra albita prácticamente pura, mientras que en grado almandino aumenta el contenido de anortita hasta el 26%. En este sector las anfíbolitas propiamente dichas se encuentran por sobre la isograda de la oligoclasa (que se ubica por sobre el almandino) y se caracteriza por presentar una so-

la fase de tipo oligoclasa-andesina o aún más cálcica.-- Wenk (1962) encuentra para la zona de cloritóide delimitada por Niggli (1960) en los Alpes suizos, que el contenido de anortita en esta zona no supera el 5%, en cambio para la zona de cianita (se interpreta como la segunda subfacie de anfíbolitas almandínicas o B22) la anortita aumenta rápidamente a valores entre 18-30%. En la misma área y para la zona de sillimanita, el contenido de anortita alcanza los 80%. El mismo autor realiza un mapeo de isogradas para ésta localidad, tomando valores de An18, An30, An50 y An70. Es de destacar que en el mapa es posible advertir que la isograda de la cianita se encuentra entre las curvas de An18 y An30.

El epidoto, que en nuestro caso es fundamentalmente de tipo zoisita-clinozoisita, podría ser también importante para coadyuvar en el análisis facial. Es conocido que este mineral es característico de las dos primeras subfacies de anfíbolitas, es decir, compatible con la subfacie B21 (grado estauroлита) y B22 (grado cianita), en el sentido de Winkler (op.cit.), encontrándose ausente o "despreciable" según Turner y Verhoeven (op.cit.) en la subfacie sillimanita o B23 de acuerdo con las reacciones: albita, clinozoisita, alúmina (por ej.: de una clorita) dá lugar a la formación de plagioclasa básica y agua; o por epidoto y cuarzo dá lugar a la formación de anortita, solución sólida de grosularita-andradita, hematita y agua.

De acuerdo con lo anteriormente expuesto se desprende que la presencia accesorio, pero persistente, de clinozoisita y/o zoisita en estas rocas marcaría la imposibilidad de la inclusión de las metamorfitas en la

subfacie sillimanita. Cabe señalar, al respecto, que bien gran parte del epidoto presente puede ser de origen diagenético o de reemplazo, no obstante Winkler (op.cit.), cita la presencia de epidoto junto a plagioclasa de tipo andesínica (An_{25} a An_{40}) en rocas metagábricas indicando que esta asociación es característica de la subfacie B21 (estauroлита-almándino) y de la de mayor temperatura B22, refiriendo que si bajo las condiciones físicas de la subfacie B21 la roca originaria no reúne la composición química para la formación de la estauroлита y este mineral no aparece, las dos subfacies anteriormente señaladas no pueden ser distinguidas.

Es así que, de acuerdo con las paragénesis determinadas, al contenido anortítico de las plagioclasas presentes en las distintas asociaciones de rocas y al análisis antes efectuado, se interpreta a las metamorfitas presentes en ambas regiones de estudio como producto del metamorfismo regional dinamotérmico de tipo Barrow en condiciones de presión y temperatura equivalentes a facies de anfibolitas almandínicas, probablemente subfacie B21 (estauroлита-almándino) a B22 (cianita-almándino) en el sentido de Winkler (op.cit.).

Las rocas migmatíticas

Caracterización petrográfica

Los basamentos de Tandilia e isla Martín García se caracterizan por la presencia constante de rocas que han sido nominadas colectivamente como migmatitas. Estos tipos litológicos han sido descriptos de distintas formas por los autores que han trabajado en la región de Tandilia (véase terminología de las rocas de basamento), pero fundamentalmente, y de acuerdo con esas descripciones, corresponden a migmatitas de tipo homogéneas (embrechitas y anateixitas) y heterogéneas (epibolititas a diadisititas, más raramente agmatitas), en el sentido de Jung y Requés (1952).

En muchas de estas rocas son nítidos los dos elementos componentes fundamentales y que llevan a clasificarlas como tales: el paleosoma, constituido por los minerales primarios metamórficos entre los que se destacan los minerales oscuros usualmente con una orientación preferida, y el neosoma constituido por elementos neoformados, principalmente felsíticos y de textura granoblástica.

A través del análisis megascópico y microscópico efectuado en las migmatitas de las regiones de estudio podemos decir que las mismas se encuentran constituidas a partir de una metamorfita que se encuentra todavía parcial o totalmente presente y que representaría el paleosoma de las mismas. Este paleosoma, por su composición y estructura, es de tipo gnéisico tonalítico, su grano es mediano a fino con textura de grano a lepidoblástica y trazas de foliación o esquistosidad prima-

ria metamórfica; está compuesto por plagioclase, cuarzo, biotita, almandino, hornblende, epidoto y, con dudas algo de microclino (no se descarta la posibilidad de que parte del microclino presente en estas rocas sea de origen primario).

Por otra parte, el neosoma se manifiesta como ojos, segregaciones irregulares, venaciones y otras manifestaciones que demuestran que ha sido un material móvil. Está compuesto por la íntima asociación cuarzo-microclino-plagioclase ácida y a este respecto, es oportuno recordar que en estas rocas las cantidades de microclino superan notablemente las que presentan los gneises y esquistos vecinos. Se ha constatado que este microclino, en oportunidades, rodea a la plagioclase y a veces llega a reemplazarla parcialmente como estructuras de tipo antipertítico, comunes en los granitos sincinemáticos (Marmó, 1971) donde microclino con buen maclado y alta triclinicidad forma reemplazos parciales o pseudomórficos de la plagioclase. Es también interesante destacar que el mismo autor indica que la antipertita es un excelente criterio que demuestra que el feldespato potásico ha reemplazado la molécula de albite.

La plagioclase que se incluye en el neosoma es de composición más ácida (albite-oligoclase) que la correspondiente al paleosoma gnéisico, y se piensa, sobre la base de los estudios de zonación efectuados, que se encuentra ya nucleada sobre las plagioclases más básicas del paleosoma, constituyendo porfiroblastos o en forma intersticial.

Finalmente cabe señalar que acompañando a los fásicos antes mencionados, aparecen, también como constituyentes del neosoma, nuevas generaciones de biotita,

granate y epidoto. El primer mineral se encuentra constituyendo una nueva esquistosidad en las rocas, generalmente como grandes profiroblastos de relaciones poiquilobásticas con minerales del paleosoma, en tanto que el segundo se desarrolla sistemáticamente en venas pegmatíticas intruidas en los gneises y también aparece neoformado y poiquiloblástico en migmatitas que conservan un granate, de menor tamaño y distinto color, en su matriz gnéissica; en cuanto al epidoto, o reemplaza a minerales del paleosoma (biotita o plagioclasa) o se presenta como generación distinta del epidoto del paleosoma, al que a veces incluso envuelve en crecimiento zonal.

En base a lo expuesto y para mejor interpretación de estas rocas, creemos conveniente dividir el paleosoma y el neosoma de las migmatitas en dos nuevas categorías que resultan de la agrupación de los tipos minerales que presentan. Estas nuevas categorías, entendemos pueden colaborar con futuras descripciones de migmatitas, y además, aportar a una mejor interpretación genética de las mismas. Es entonces que separando en minerales leucocráticos y melanocráticos al paleosoma y neosoma de estas rocas tendríamos:

<u>Paleosoma</u>	<u>Leucopaleosoma</u> (1)
	<u>Melanopaleosoma</u> (2)
<u>Neosoma</u>	<u>Leuconeosoma</u> (3)
	<u>Melananeosoma</u> (4)

Considerando este nuevo criterio y ubicando en las categorías propuestas las paragénesis observadas en las migmatitas estudiadas, encontraríamos el siguiente esquema:

<u>Área de cerro El Cristo</u>	<u>Isla Martín García</u>
(1) Andesina-labradorita, cuarzo	Andesina, cuarzo
(2) Biotita, hornblenda, granate, epidoto	Biotita, hornblenda, epidoto
(3) Microclino, oligoclasea-albita, cuarzo	Microclino, albita, cuarzo
(4) Biotita, granate, epidoto, muscovita.	Epidoto, clorita, muscovita

A este respecto, cabe señalar que no todas las migmatitas estudiadas reúnen la totalidad de las categorías establecidas, en este sentido, y utilizando los números asignados a éstas y de los estudios realizados se encontrarían los siguientes tipos, en orden decreciente de frecuencia:

- (1) (2) (3)
- (2) (3) (4)
- (1) (2) (3) (4)
- (2) (3)

Es interesante señalar que, de acuerdo con las observaciones petrográficas efectuadas en las migmatitas de ambas localidades, es posible decir que las principales diferencias encontradas están dadas por la aparición en el melanoneosoma de las migmatitas del área del cerro El Cristo de biotita y granate neoformados que no se observaron en la isla. No obstante, para esta última localidad existe una biotita porfiroblástica, pero por falta de las dos generaciones distinguibles en el área de Balcarce, no se la incluyó como parte del melanoneosoma de las mismas. De todas maneras, el estudio efectuado sobre las rocas de ambas localidades parece indicar que las rocas de la isla presentan un menor grado de migmatización que sus equivalentes de la región de El Cristo.

Por otra parte, revisando el conjunto de características petrográficas encontradas, es también posible indicar que los tipos de migmatitas existentes en una y otra localidad no son iguales. Para la isla aparecen tipos más simples, entre los que se destacan (1)(2)(3) y (2)(3), mientras que para El Cristo son comunes tanto los complejos enunciados precedentemente como estos últimos referidos para Martín García.

Ideas petrogenéticas

Sobre el origen de las rocas de Tandilia, Villar Fabre (1955) hace referencia a inyecciones magnéticas residuales a lo largo de planos de esquistosidad de los esquistos preexistentes y metasomatismo alcalino rico en óxido de potasio. Gonzalez Bonorino et al (1956), para el área de Azul-Olavarría indican que el origen de las migmatitas se efectuó a partir de un metasomatismo alcalino, principalmente potásico, dando como resultado una granitización sinorogénica o preorogénica. Teruggi et al (1958) para la región de Tandil, indican que la secuencia metamórfica primitiva, constituida fundamentalmente por gneises y anfibolitas, estuvo sujeta a un período de migmatización sincinemática seguido de un período de granitización poscinemática que actuó sobre las rocas sólidas deformadas; la migmatización la postulan por un aporte de carácter potásico-silíceo.

Más recientemente, Quartino y Villar Fabre en 1967, en base al estudio de tres localidades de la sierra de Tandil, opinan que se produjo metamorfismo y gneisificación sincinemática con metasomatismo y granitización que fue seguido por un magnetismo granítico posi -

blemente tardíocinémático y finalmente una intrusión de diques básicos.

El alto contenido en feldespato potásico y la presencia de plagioclasa más ácidas en las rocas migmatíticas respecto a los gneises y rocas asociadas lleva a pensar que existió el aporte alcalino postulado por los autores antes citados y que el mismo se llevó a cabo a través de la fase de granitización sincinémática que sufrieron las metamorfitas del área. En este sentido es oportuno visualizar el cuadro de composiciones de las plagioclases de las rocas estudiadas donde es posible advertir un aumento progresivo de la molécula de albita desde las rocas gnéssicas hacia los granitoides. Por otra parte, y como ya se ha mencionado en el tema dedicado a estudiar la zonación que presentan las plagioclases en las migmatitas, creemos que la zonación normal de estos feldespatos resulta de aportes alcalinos. Otro aspecto que también avalaría dicho proceso lo constituye la presencia de albita y microclino intersticiales y finales que, muy frecuentemente, presentan estas rocas en ambas regiones estudiadas.

Es importante decir que el origen de estas migmatitas estriba fundamentalmente en poder conocer el tipo, origen y forma de movilización de las sustancias migmatizantes ácidas, ya que existe un acuerdo respecto de que estas rocas se encuentran originadas a partir de una roca de filiación metamórfica con el agregado de este nuevo material que denominamos neosoma.

Desde las primeras descripciones e interpretaciones de principio de siglo para las migmatitas del basamento cristalino de Finlandia hasta nuestros días, mu-

mo es lo que se ha trabajado para conocer el origen de estos tipos litológicos. Como resultado de esta labor es posible decir que existen dos grandes escuelas interpretativas que basan en conceptos distintos el origen del material "granítico" neoformado cuya génesis es de tan sostenida polémica; una es denominada colectivamente como "magmatista" y la otra es llamada "transformista". La historia de la evolución del concepto y origen de las migmatitas hasta el final de la década del cincuenta se encuentra bien documentada por Piccoli (1957), quien trata objetivamente los postulados sostenidos por los investigadores de las distintas escuelas hasta ese momento. Entre los últimos trabajos generales que abordan el tema se destacan los de Mehnert (1968) y Gonzalez Bonorino (1970).

Este último autor, en un capítulo dedicado a la terminología de los procesos de migmatización explica que las sustancias granitizantes tendrían, según diferentes autores, uno o más de los siguientes caracteres:

- 1.- Material lítico fundido (magma)
- 2.- Magma hiperfluido, o enriquecido por hiperfusi-
bles (líquido magnético residual, magma pegmatítico, etc.).
- 3.- Fluido acuoso que puede o no ser de procedencia magnética.
- 4.- Material en estado iónico disperso.

Sobre la base de las observaciones efectuadas y el tipo generalmente pegmatítico del material claro neoformado, creemos que, al menos las migmatitas heterogéneas de las regiones estudiadas, tengan su origen por un proceso de migmatización en el cual intervenga una

fase similar a la indicada por Gonzalez Bonorino como "magma hiperfluido", material que, tal como lo indica este autor podría ser semejante a lo dado por otros autores como líquido magmático residual o magma pegmatítico. Entendemos que esta idea puede verse avalada además, para el área del cerro El Cristo, por la presencia de los granitos pegmatóideos runíticos del cerro San Verán.

De acuerdo con los tipos de migmatitas más abundantes en las regiones analizadas pensamos que el material antes señalado se debe haber movilizado de dos maneras: por un lado parecería que en las epibolitas el material que constituye el neosoma ha migrado a lo largo de las superficies "s" de las metamorfitas, mientras que en el caso de las embrechitas el mismo fenómeno se habría efectuado por los espacios intergranulares de las rocas receptoras.

Finalmente pensamos que esta fase móvil hiperfluida y alcalina, puede responder a los siguientes orígenes propuestos por Gonzalez Bonorino (op.cit.).

- 1.- Fusión parcial (anatexis)
- 2.- Magmas residuales (diferenciación magmática)
- 3.- Actividad iónica
- 4.- Materiales graníticos móviles infracostrales.

En este sentido entendemos que es posible que el neosoma de las migmatitas estudiadas tenga un origen primario en la ^aanatexis. Este proceso ya bien estudiado experimentalmente, Van Platten (1965); Winkler (1967) y otros, entendemos que debió haber afectado a las rocas del basamento durante la principal fase metamórfica. Este neosoma, así constituido, pudo o bien cristalizar "in situ" o reunirse en cuerpos mayores migrando como movi-

lizados por efectos gravitacionales hacia niveles superiores de la corteza, alojándose en las metamorfitas de zonas más altas. Es importante señalar que entendemos que este producto anatéctico profundo puede tener comportamientos distintos respecto a su forma de emplazarse o de reaccionar con las rocas metamórficas que los contienen de acuerdo con sus propiedades físico-químicas, entre las que son de destacar su composición, temperatura, viscosidad, cantidad de agua, etc..

La deformación de las rocas de Balcarce y la isla Martín García

Si bien es indudable, como opinan Turner y Weiss (1963) que el comportamiento elástico, plástico o viscoso toma parte en la deformación de las tectonitas, los roles relativos y la manera en los que varían sus propiedades con la temperatura, la presión y aún la duración de la presión dirigida están muy imperfectamente evaluados. A tal punto que los autores antes mencionados consideran que está todavía por conocerse el comportamiento geológico de las rocas sujetas a condiciones metamórficas.

No obstante, son conocidas desde hace mucho tiempo las estructuras de deformación que poseen los basamentos cristalinos de distintas partes del mundo entre los que se cuentan los de Tandilia y la isla Martín García. Es común, por ejemplo, encontrar distintos tipos de pliegues como los disarmónicos, similares o conjugados que han sido interpretados, desde el siglo pasado,

como resultado de deformación en estado plástico.

Otro aspecto de estas estructuras de deformación es que son más acentuadas cuando mayor es el grado metamórfico de las rocas que afectan, lo que revela un mayor o mejor comportamiento plástico. Por esta razón, en las rocas de bajo o medio rango metamórfico se observan comúnmente pliegues más "tranquilos" o pliegues que revelan estado frágil como los "krinkles", en tanto que en los gneises y migmatitas es común encontrar mayores signos de deformación, a tal punto que en oportunidades ya ni siquiera se puede reconocer el estilo de su deformación.

Para la región de Gullkrona en Finlandia, E - delman (1949) demostró que las complicadas estructuras observadas en las migmatitas se debían a la variación de plasticidad de las rocas bajo diferentes grados de granitización, factor este que parece ser concomitante con las fases de deformación. Asimismo, Wegman y Kranck en 1931, postularon que los aspectos cinemáticos de la migmatización y la granitización del distrito de Hängo, están relacionados con la impregnación de las rocas (granitización), para dar migmatitas que desarrollarían un potencial de movilidad de los productos que finalmente serían capaces de movilizarse y producir cuerpos graníticos intrusivos.

Por otra parte Bacher (1933) enuncia que la estructura de los cinturones orogénicos prueba la existencia de movimientos diferenciales de los núcleos cristalinos que se aproximan a la naturaleza de un flujo plástico. Este grado de conducta plástica en el núcleo cristalino se incrementaría con la profundidad.

A su vez, Sutton y Watson (1951) indican que la zona de migmatitas con fuerte deformación plástica se debe claramente al alto grado metamórfico y a la inmensa cantidad de venación e impregnación que han sufrido por el material granítico.

A este respecto, Read (1955) señala que en las regiones migmatizadas las direcciones de movimiento no son constantes en grandes distancias, pues al estar los estilos controlados por diferentes grados de plasticidad se producen como resultado migmatitas que él denomina "salvajes". Este autor, además da como contemporáneos el plegamiento o deformación y la granitización, coincidiendo con los autores citados precedentemente en que existe una correlación entre la plasticidad o movilidad y la perniciosa o la migmatización. Asume, asimismo, que bajo la deformación plástica, las rocas mágnéticas ascienden y se expanden para producir domos, con estructuras fuertemente plegadas en las rocas más plásticas. Indica además, que las rocas graníticas producidas en las áreas plásticas son de un tipo especial, pues no forman grandes masas homogéneas -y si esto ocurre en basamentos modificados son de generación más tardía- sino que aparecen "difusas" (Raguín, 1946) estando usualmente acompañadas por más o menos cercanas migmatitas y rocas de alto grado metamórfico generalmente de las facies de anfíbolitas. Este autor denomina a este conjunto "rocas plutónicas" y a los granitos de la asociación "granitos autóctonos".

Para las regiones de basamento cristalino pre cámbrico de la provincia de Buenos Aires que estudiamos es posible señalar que existe una coincidencia plena con lo señalado por los autores antes citados.

A este respecto, y siempre considerando a las rocas solamente desde el punto de vista deformacional, es posible dividir a las mismas en tres grandes grupos, según su comportamiento frente a la tectónica. El primer grupo estaría constituido por rocas que presentan señales de deformación plástica moderada, revelada por un estilo de plegamiento armónico que da como resultado estilos deformacionales clásicos en pliegues más bien simétricos en sistemas de 2 ó 3 escalas en los cuales es posible reconocer los elementos de la geometría de los mismos. Las estructuras de deformación de este grupo están constituidas fundamentalmente sobre rocas gnéisicas y anfibolitas y corresponden a la caracterización que se efectuó en este, y otros trabajos anteriores, como "dominio estructural B" y con el cual se vinculan algunas fallas regionales ubicadas en forma paralela a los planos axiales de los pliegues y cercanas a un paralelismo (o de bajo ángulo) de los flancos de los mismos.

El segundo grupo de rocas está constituido por las migmatitas y las venaciones pegmatóideas graníticas, estas muestran un avanzado estado de deformación plástica revelado por abundantes pliegues de tipo disarmónico o similares con la pérdida -al menos parcial- de la coherencia regional en el rumbo de la esquistosidad y la ausencia de fallas y clivaje dentro de sus unidades rocosas.

Por último el tercer grupo, constituido principalmente por los granitoides, no muestran señales de deformación plástica, siendo por el contrario, los principales campos del desarrollo del diaclasamiento y otras fracturaciones.

Es importante, finalmente destacar que, dentro de los dos primeros grupos de comportamientos a la deformación, se han encontrado en Balcarce y Martín García, estilos y orientaciones de deformación plástica muy similares. Es factor común (véase diagramas petrotectónicos en capítulos anteriores) una fuerte orientación en la foliación y esquistosidad de las rocas de rumbo NE - SW que solamente se aparta unos 30° en los casos de diferencias extremas entre ambas localidades. Esta fuerte orientación penetrativa de las estructuras metamórficas planares es coincidente en ambas áreas de estudio con la disposición de los ejes y planos de los pliegues de la segunda fase de deformación denominadas F2. Existen sin embargo, una diferencia apreciable en la inclinación de los ejes de los pliegues de esta fase y de la F1, siendo mayores estos valores para la isla que para el cerro El Cristo. El comportamiento rígido de los materiales sujetos a las últimas etapas de la deformación es también similar en las dos localidades. El sistema de fallamiento E-W reconocido para el área de Balcarce y Tandil es coincidente con la única fractura observada en Martín García, así también presentan analogías significativas los diagramas que muestran los juegos de diaclasa presentes en las áreas estudiadas.

Las rocas graníticas y su relación con la orogénesis

Para la región de las sierras de Balcarce, Teggiani et al (1974) caracterizan una etapa de migmatización e intrusiones graníticas coetáneas con el desarrollo de la principal fase de metamorfismo regional en la

cies de anfibolitas almandínicas, producida durante un episodio deformacional intenso (dominio B) que originó plegamiento con ejes de rumbo e inclinación al NE. Mencionan también que la penetración de cuerpos anatócticos graníticos se produciría al cierre de la fase F2, ocupando los núcleos de estructuras antiformes.

Es necesario destacar que se dividieron las rocas granitóides de la región de Balcarce, en dos tipos fundamentales de acuerdo con lo observado en el campo, al análisis estructural y al microscópico. Por un lado, granitoides y anateixitas que yacen en bancos concordantes con las rocas gnéisicas y epibolíticas que las contienen, y por otro, los granitóides del cerro San Verán y los cuerpos menores al oeste del cerro El Sombrero, que tienen, en planta, una forma más o menos ovoidal. De estas últimas rocas es importante señalar que no presentan límites o contactos muy precisos con las metamorfitas, pero de todas maneras es posible distinguir, en el campo y en las fotografías aéreas, áreas de composición granítica uniforme; asimismo en los cortes delgados, se puede reconocer una uniformidad composicional, con gran riqueza de microclino para estas rocas. Son estos últimos tipos litológicos los que ocupan núcleos de estructuras antiformes de la fase F2 de rumbo e inclinación noreste.

De acuerdo con Werno (1971) y a las características antes aludidas estos cuerpos de rocas graníticas deben ser considerados como sincinemáticos a tardío cinemáticos, movilizados intruídos a niveles de mesozoona de la corteza en paragénesis con las migmatitas y gneises.

Por otra parte existen, en otros sectores del basamento de Tandilia, otros cuerpos graníticos que se han denominado tardíocinemáticos, que ocupan posiciones más altas en relación a su lugar de origen y que muestran en la mayoría de los casos una relación de discordancia con las rocas que los contienen, como por ejemplo los descritos por Quartino y Villar Fabre (1967).

Desde los trabajos de Wegmann (1930), se inició una corriente de pensamiento que colocó a los granitos tardíocinemáticos como situados en las culminaciones axiales de viejas cadenas montañosas y que, como el propio Wegmann postulaba, tendrían forma de diapiros. Estos granitos tardíocinemáticos, aparentemente también presentes en Tandilia, no presentan aureolas metamórficas o bordes enfriados y forman cuerpos plutónicos mayores hasta diques, habitualmente emplazados en metamorfitas o cortando granitos sincinemáticos. Es importante también destacar que estos granitos presentan abundancia de remanentes de estructuras y minerales metamórficos por lo que Sederholm (1912); Eskola (1932) y Marmo (1967 y 1971) los interpretaron como palingenéticos. Es así que usualmente estos granitos revelan una "contaminación" con rocas preexistentes de las que sobreviviría una porción relictual estructural y aún una mineralógica tal cual acontece en los granitos del basamento de Finlandia, donde perdura granate y sillimanita y en el de Chacofí, en Balcarce. Es de destacar, asimismo, que en la región sur de Finlandia, los granitos tardíocinemáticos pueden llegar a ser de grano muy grueso, hasta de aspecto pegmatóideos y contener inclusiones xenolíticas fantasmas en abundancia. Tal es el caso de los gra-

nitóides del área de cerro El Cristo en Balcarce y de los granitos del norte del Cameroon, todos ellos precámbricos.

Simonen (in Marmo, 1971) menciona también un "diapiric doming" relacionado con los granitos tardiocinemáticos. Eskola (1941 y 1951) explicó los granitos de Mustio y Pitkaranta como domos diapíricos debidos a granitización bajo adición de potasa.

Sobre la base de estas interpretaciones y de las excelentes teorías de Read (1957), es que entendemos que existiría una "movilización de material granítico originario de la anatexis o palingénesis en situaciones sinorogénicas, el que migraría favorecido por las estructuras hasta ocupar situaciones intermedias en la corteza, dando lugar a cuerpos más homogéneos que los sincinemáticos y semejantes ya a los típicos granitos intrusivos de alto nivel cortical.

Esta situación hace claro y evidente que los granitos tardiocinemáticos que ocupan una posición más alta en la corteza, respecto a su zona de origen, efectúan un "trabajo" que se refleja en sus relaciones discordantes de tipo intrusivas. El hecho de que las masas graníticas puedan ejercer un esfuerzo sobre su caja, permite suponer que puede existir una tectónica provocada por el empuje de granitos palingénicos movilizadas. Pensamos que esta posibilidad merece ser bien considerada ya que permitiría explicar ciclos secundarios de deformación en los basamentos cristalinos, inmediatamente después de los procesos de metamorfismo profundo y anatexis.

En lo que se refiere a la energía de los granitos es de resaltar que en los últimos decenios algunos autores han recurrido a la energía gravitacional,

Dg= ~~densidad rocas suprayacentes~~
densidad movilizados graníticos, que abre un nuevo espectro en estas interpretaciones, ya que Dg permitiría, a través de los prolongados procesos geológicos, que los cuerpos graníticos "viajen" de la metatéxis profunda a los más altos niveles corticales.

En áreas de basamento, así como en Tandilia, es también habitual encontrar acumulaciones de material granítico ocupando el núcleo de estructuras antiformes; estas acumulaciones se explican como entrapamiento estructural del movilizado granítico, pero nos quedan dudas de si estas estructuras no puedan ser resultado de la presión ejercida por los mismos movilizados.

Finalmente cabe señalar que en las severas condiciones de presión y temperatura de los ambientes de meso a cataxona, cualquier modificación en el equilibrio del sistema, podría provocar la movilización del material granítico por efectos de Dg, lo que acarrearía, al menos localmente, una deformación de las rocas de caja, dando como resultado el desarrollo de nuevas estructuras en las mismas, ya sea de tipo plegadas y planares (esquistosidad, clivaje o fractura) según sean las condiciones de los materiales rocosos sujetos a tal deformación.

- La evolución tecto-metamórfica de las localidades estudiadas. -

La historia de la deformación de la mayoría de las regiones metamórficas estudiadas, como por ejemplo Los Alpes, o los Highlands de Escocia, Nueva Zelandia y Tandilia, tienen como común denominador la presencia, en su etapa inicial, de un plegamiento recumbente de amplia escala que usualmente se denominó de tipo "nappe". Posteriormente, se desarrollaron en estos cinturones orogénicos estructuras menores de plegamiento que afectaron a las estructuras planares y plegadas del primer episodio, en una o varias etapas tectónicas, para culminar con manifestaciones tectónicas de tardío a posorogénicas representadas por clivajes y corrugaciones hasta fracturación.

Esta compleja historia deformacional es acompañada por transformaciones totales o parciales de las rocas de la antigua cuenca sedimentaria, que consisten fundamentalmente en la acción metamórfica y la granitización.

De acuerdo con las estructuras y las pautas texturales y mineralógicas presentes en el basamento estudiado, se ha efectuado un intento de ordenación secuente de los eventos tecto-metamórficos que afectaron a las rocas del orógeno. (Véase Cuadro 2).

Esta serie de episodios se inician a partir de una antigua cubeta sedimentaria de una edad anterior a 2.200 ma compuesta, de acuerdo con el análisis petrológico efectuado en este trabajo y por Teruggi et al (1973, 1974, 1962) por grauvacas y pelitas pobres en alúmina en

truidas por una asociación de rocas básicas y ultrabásicas.

Este complejo sedimentario-ígneo fué sometido a un primer gran evento deformacional que denominamos F1 y que está representado en la región de Balcarce, próximo al cerro El Cristo, por pliegues de planos axiales y ejes subhorizontales de rumbo EW y en la ^{isla} isla por un plegamiento similar pero de rumbo NW-SE e inclinando al SE. Muy posiblemente sincinemáticamente con esta fase deformacional ocurrió un primer episodio metamórfico que denominamos M1; este metamorfismo es considerado de carácter regional y no es de igual grado en las dos localidades analizadas. En la isla Martín García, de acuerdo con las paragénesis observadas en los xenolitos de anfíbolitas cuya cristalloblastesis obedeció a este ciclo, se estima que no puede ser menor a la subfacie almandino de los esquistos verdes, mientras que para la región de Balcarce, Teruggi et al (1974) refieren un grado mayor en facies de anfíbolitas almandínicas en transición a granulitas por haber encontrado en el Cerro Balcarce, rocas gnásicas con ortopiroxeno. En el caso particular del Cerro El Cristo, no se encontraron tales tipos rocosos pero se interpreta que la presencia de biotita y garnate en las primeras etapas de la blastesis de ciertas rocas estudiadas (ver secuencia de blastesis) corresponden a este primer evento metamórfico. Es asimismo posible decir que las edades más antiguas de las rocas datadas hasta el presente en estas regiones corresponden con este primer evento, para Balcarce 2.150 y 2.040 y para la isla M 2.085 a 2050ma.

Con posterioridad continúa una segunda fase de deformación plegante que denominamos F2, dando como re-

sultado estructuras planares y pliegues de rumbo SW-NE para ambas localidades. A este respecto es de señalar que los ejes de los pliegues correspondientes a esta fase de deformación presentan en la isla mayores valores de inclinación que los del continente. Esta segunda etapa es la que provoca en ambas localidades y en mayor o menor medida o escala, la lenticularidad de las formaciones metamórficas delineadas durante F1 y M1, con la fragmentación de las rocas muy competentes, las que además agitan como "resistates" al M2, que quedan como xenolitos (en especial las anfibolitas). Acompaña esta fase deformacional el episodio M2 de metamorfismo regional dinámico térmico que provoca una recristalización profunda del complejo en grado de anfibolitas almandínicas (andesina) o Barrov 21-22, en el sentido de Winkler (1967). Este importante evento regional es el que evidentemente homogeniza el proceso sufrido por las metamorfitas con anterioridad al mismo ya que es muy semejante en las dos localidades estudiadas, tanto en su grado metamórfico y en su estilo y orientación de la deformación. La blastesis de este evento es la que provoca la principal estructura planar penetrativa del rumbo antes citado y las lineaciones minerales más conspicuas de ambas zonas.

De acuerdo con las evidencias texturales y estructurales, la aparición de microclino y plagioclasa y cuarzo neoformados en las migmatitas, tienen como base a las mismas rocas gneísicas y esquistos de las zonas no granitizadas y es sincinemática respecto a F2. En este sentido es interesante señalar que en la región de Balcarce son más destacados todos los fenómenos de granitización que en la región del cerro El Cristo. Se conside-

ra que, de las rocas datadas de la isla, el grupo que corresponde a edades entre 1.870 y 1.600 m.a. es el representante de esta segunda fase metamórfica, lo mismo que en Balcarce, donde también hay rocas con edades similares y agrupadas en este caso entre 1.870 y 1.520 m. a. Es interesante destacar que entre estos grupos de edades y los antes señalados para los episodios M1 y F1 media, para ambas localidades, un importante lapso de tiempo de 170 m.a. como mínimo.

Con posterioridad a las fases deformacionales plegantes y a los principales eventos metamórficos se produjo la elevación del complejo a niveles corticales superiores, seguramente por intermedio de fallamiento en bloques, con desarrollo local de corragaziente y muy escaso clivaje F3, provocando la diaforesis parcial de las rocas con la aparición de clorita y epidoto en un episodio M3. Es en estas últimas etapas de la orogenia donde se produce la intrusión de los cuerpos filonéanos menores fundamentalmente pegmatoides de composición granítica a tonalítica, por lo que se los incluye dentro de los cuerpos denominados posttectónicos.

Finalmente cabe señalar que, de acuerdo con las asociaciones de rocas ultrabásicas propuestas por Wyllie (1967), es posible incluir al cuerpo ultrabásico de la isla Martín García al tipo 4 definido por este autor como "asociación de peridotita-serpentinita de tipo alpino" y dentro de este tipo al subtipo 2 caracterizado por presentarse en la asociación peridotita-rocas metamórficas regionales en facies de esquistos verdes, anfíbolitas epidóticas o facies de anfíbolitas.

Es interesante la comparación de este cuerpo

ultrabásico con la serie de cuerpos peridotíticos y serpentínicos del distrito de Roxbury, Vermont (USA) descritos por Johns (1967) ya que corresponden a la misma asociación de rocas que se presenta en la isla. Al respecto y en el capítulo de génesis de los cuerpos ultrabásicos, este autor postula una serie de interrelaciones secuentes entre los cuerpos y las rocas metamórficas de caja concluyendo que los cuerpos de este distrito se intruyeron con posterioridad a un metamorfismo suave y a una deformación de las rocas para sufrir, con posterioridad una importante fase de deformación y metamorfismo.

-oo0oo-

ra que, de las rocas datadas de la isla, el grupo que corresponde a edades entre 1.870 y 1.600 m.a. es el representante de esta segunda fase metamórfica, lo mismo que en Balcarce, donde también hay rocas con edades similares y agrupadas en este caso entre 1.870 y 1.520 m.a. Es interesante destacar que entre estos grupos de edades y los antes señalados para los episodios M1 y F1 media, para ambas localidades, un importante lapso de tiempo de 170 m.a. como mínimo.

Con posterioridad a las fases deformacionales plegantes y a los principales eventos metamórficos se produjo la elevación del complejo a niveles corticales superiores, seguramente por intermedio de fallamiento en bloques, con desarrollo local de corragamiento y muy escasos clivaje F3, provocando la diaforesis parcial de las rocas con la aparición de clorita y epidoto en un episodio M3. Es en estas últimas etapas de la orogenia donde se produce la intrusión de los cuerpos filonéticos menores fundamentalmente pegmatoides de composición granítica a tonalítica, por lo que se los incluye dentro de los cuerpos denominados posttectónicos.

Finalmente cabe señalar que, de acuerdo con las asociaciones de rocas ultrabásicas propuestas por Wyllie (1967), es posible incluir al cuerpo ultrabásico de la isla Martín García al tipo 4 definido por este autor como "asociación de peridotita-serpentinita de tipo alpino" y dentro de este tipo al subtipo 2 caracterizado por presentarse en la asociación peridotita-rocas metamórficas regionales en facies de esquistos verdes, anfibolitas epidóticas o facies de anfibolitas.

Es interesante la comparación de este cuerpo

Región de Balcarce

Región de Isla Martín García

Eventos metamórficos	Fases deforma- cionales	Episodios íg- neos	Edades rocas	Eventos metamórficos	Fases deforma- cionales	Episodios íg- neos	Edades
M3. Local. Retrogrado grado clorita	F3. Fractura- ción E-W y NW-SEW. ppeles. tectónica diaclasses en NW-SE y NE-SW.	Filónación ácida pos- tectónica		M3. Local. Retrogrado grado clorita	F3. Fractura- ción E-W. Dia- clases ppales. NW-SE	Filónación á- cida postec- tónica.	1.120ma
M2. Regional anfíbol. almandínicas, grado andesina.	F2. pleg. integ. so ejes y es- tructuras plan. sincin- SW-NE. baja incl. ejes. al NE.	Fuerte gra- nitización sincin- tica hasta intrusión taráfoeing mítica	1.870ma 1.730ma 1.690ma 1.700ma 1.660ma 1.520ma	M2. Regional. anfíbo- litas alm. grado al- desina.	F2. pleg. integ. so ejes y es- tructuras pla- narec. SW-NE. alta inclin. ejes al NE.	Débil graniti- zación sinci- nética	1.870ma 1.865ma 1.600ma
M1. Regional anfíbol. tas almandínicas. Ig. caliente transición a granulitas. Grado ex- topiroxeno.	F1. pleg. tipo nappe, ejes E-W subhorizonta- les (única) te en Cs Bal- carce)		2.150ma 2.040ma	M1. Regional esqui- tos verdes grado al- mandino	F1. tipo nap- pe. Ejes NW- SE inclinando al SE	Intrusivos ul- trabásicos	2.085ma 2.060ma 2.050ma

- Las edades radiométricas y el basamento cristalino del Río de la Plata.

El aporte de la geocronología ha sido fundamental en el estudio de las áreas de basamento cristalino ígneas-metamórficas. Además de fijar con exactitud las edades de los eventos o episodios tecto-metamórficos y de las intrusiones ígneas asociadas, ha permitido obtener información sobre la duración de estos episodios; por ejemplo ha sido posible constatar que el metamorfismo en parte de la cadena alpina de Suiza se completó en aproximadamente 30 millones de años, mientras que para otras partes del mundo los cinturones orogénicos metamórficos han tenido una historia más compleja y larga, ya que se han constatado períodos de 800 a 900 m. a. con repeticiones de eventos tecto-metamórficos (Sutton, 1963). Es interesante señalar al respecto que, según este autor (Sutton, 1965) la vida de un cinturón metamórfico puede extenderse entre 200 y 1.000 m. a. y que entre un quinto y dos tercios de ella se desarrolla antes del comienzo de la actividad plutónica y que parte del metamorfismo puede coincidir con la acumulación de un "flysh" con vulcanismo andesítico o teleítico.

Es importante señalar que todavía no es posible asegurar que significa realmente una edad en metamorfismo. Moorbath (1965) indica que las edades del Dalradiano (440 m. a.) y Moine (400-410 m. a.) pueden representar simplemente la elevación y enfriamiento en el Ordovícico y Silúrico de estos complejos, o bien, que estas edades representen máximas de la lenta historia del enfriamiento de los Dalradianos y Moines, sugiriendo la

posibilidad de que la ubicación de una roca dentro del espectro de edades está gobernada por su particular posición estructural dentro del cinturón. El mismo autor indica que si las edades de los minerales metamórficos representara la elevación y enfriamiento del complejo, más que el pico de la actividad metamórfica, se podría interpretar que idealmente reflejarían el tiempo de la erosión y sedimentación de un nuevo cinturón orogénico contiguo.

Por otra parte, es oportuno mencionar que las dataciones realizadas en Tandilia cubren solamente una pequeña parte de las investigaciones geocronológicas necesarias, y por ello son insuficientes para una interpretación global de los distintos eventos tecto-metamórficos e ígneos, aparte del hecho de que los datos obtenidos han sido efectuados sobre roca total o sobre ciertos minerales, sin tener en cuenta que podría existir más de una fase de los mismos minerales de distintas edades como ha sido probado por Jager et al (1961) y Grynenfelder (1962). Por estas razones las dataciones existentes deberían ser consideradas como de tipo aparente o de edades "mixtas", al menos para las metamorfitas de tipo gneissicas y migmatitas, pues las de tipo anfibolita y algunas rocas graníticas, por sus características, pueden reflejar mejor una edad "verdadera".

Teniendo en cuenta lo mencionado, y como un intento interpretativo regional, se construyeron los histogramas de frecuencia en edades correspondientes a las principales localidades de Tandilia (Balcarce y Tandil con Azul) y de la isla Martín García, uno total con todos los datos obtenidos hasta el presente para Tandilia

e isla, otro total del basamento uruguayo y finalmente uno que reúne los datos de todo el cratón rioplatense. (tabla 4).

Los datos han sido extraídos de Caseneuve(1967) Stipanovic y Linares (1969), Halpern y Linares (1970), Umpierre y Halpern (1971), Teruggi et al (1973) y Teruggi et al (1974).

Para el área que nos ocupa, Stipanovic y Linares (op.cit.) fueron los primeros en efectuar un intento de correlación entre el basamento argentino y uruguayo agrupando las edades conocidas hasta el momento en dos etapas "magnéticas" bien definidas y perfectamente separadas en el tiempo. Una de ellas la ubican aproximadamente a los 600 ma situándola en el antecámbrico joven y la otra, mucho más ancestral, alrededor de los 2.000 ma. Además señalan que en la Provincia de Buenos Aires y en la R.O. del Uruguay participarían los dos ciclos principales del escudo brasilero: el Transamazónico (alrededor de 2.000ma) y el Caririano (alrededor de 600-650 ma).

Más recientemente Teruggi et al. (1973) reúnen las edades de la región de Tandil en 5 grupos caracterizados por una litología-edad particular: graníticas de 2.200-2.000ma, gneis-anfibólica-de 1.800ma, granítico anfibólico de 1.600-1.550ma, filoníomas graníticos de 1.200-1.000ma y finalmente granítica con edades de 600m.a. Los mismos autores, para el área de Balcarce, diferencian tres grupos de edades. El primero y más antiguo (supera los 2.000m.a.) corresponde a rocas del área del cerro El Triunfo de tipo granulíticas y es referido como un primer e importante pico térmico. El segundo gru-

por (1730-1660) corresponde a rocas gneissicas representando la homogeneización del resto de las rocas del área en facies de anfibolitas almandínicas, y por último, el tercer grupo corresponde a un granitoide anatógico e siná postcinemático restringido a la región SW de Cinco Cerros y de una edad de 1.520 ma. En el mismo trabajo los autores comparan este esquema con el dado para Tandil (Teruggi, op.cit.) concluyendo que la región comprendida entre la sierra Alta de Vela y la sierra de Achicha -y posiblemente el resto de Tandilia-- presenta evidencias de un largo proceso ígneo metamórfico que se inició hace 2.200-2.000ma. El evento culminante de dicho proceso lo ubican en los 1.800ma con la aparición de la facies de anfibolitas almandínicas, durante la cual se produce granitización y con movilización granítica en manifestaciones sincinemáticas y luego tardíocinemáticas a postcinemáticas con edades entre 1.500 y 1.600ma, dando además, para la región de Tandil, intrusiones graníticas menores de edad más reducida.

Sobre la base de estas interpretaciones y de los diagramas presentados es posible establecer una serie de edades (o grupos de edades) comunes para el basamento cristalino del Río de la Plata. Visualizando los histogramas correspondientes a la República Argentina observamos una polimodalidad con concentraciones de edades entre 2.300-2.000ma, 1.900-1.400ma, 1.000-700ma y 600-400ma, para la R.O. del Uruguay los diagramas son parecidos no obstante presentar menos nodos y más definidas en 2.300-2.200ma, 2.000-1.900 y 600-400ma. En el histograma total es posible establecer un incremen-

to en la frecuencia de los datos en las nodas y una homogeneización de la zona 2.300-1.400, manteniendo una moda poco marcada en 1.900-1.800ma. y una fuerte en 600-500ma. Es también posible decir que existen algunas diferencias notables en los fechados del basamento cristalino de ambos países, en especial en la ausencia en el nuestro de edades 2.000-1.900ma, en las cuales tienen el basamento uruguayo una fuerte moda, y una mayor modalidad en 600-500ma para este país vecino.

De las rocas analizadas en nuestro país y en el Uruguay es posible decir que fundamentalmente los datos registrados entre 2.300 y 1.700m.a. corresponden a rocas gneissicas y migmatíticas con algunas anfibolitas y en edades más modernas encontramos fundamentalmente rocas granitoides y migmatíticas. Es interesante esta observación ya que el sustrato más antiguo del cinturón precámbrico parece estar dado por los gneises y anfibolitas no modificadas por la granitización, mientras que las edades más modernas se registraron fundamentalmente en rocas migmatíticas a granitoides y filones ácidos.

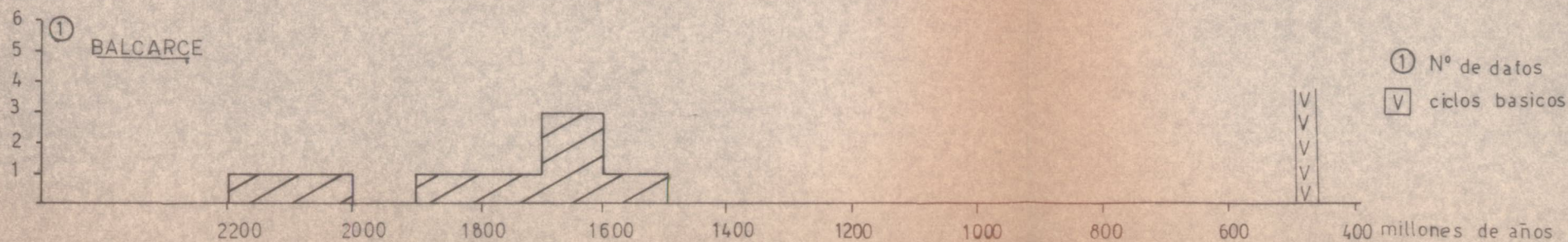
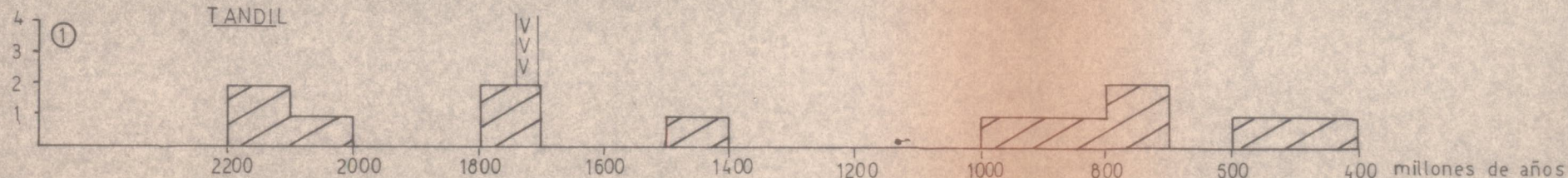
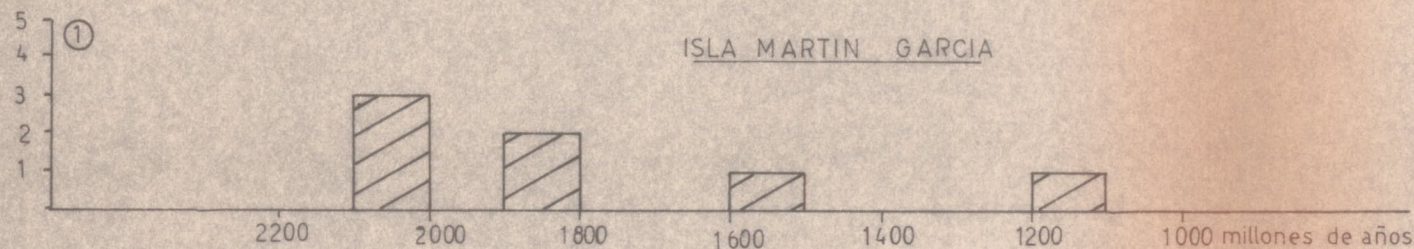
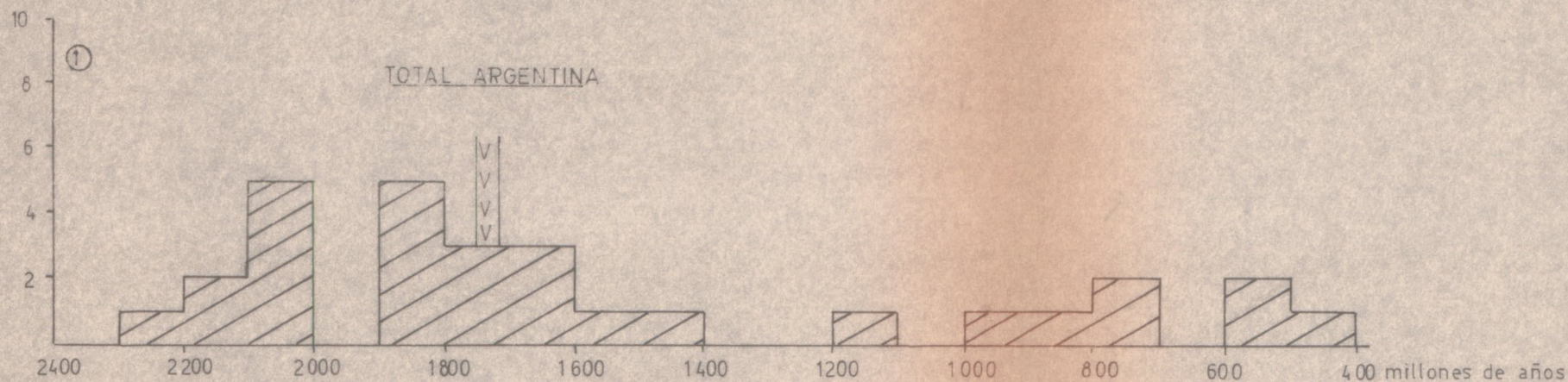
Es posible dividir a la secuencia de eventos tecto-metamórficos del basamento cristalino del Río de la Plata en dos grandes grupos de edades. El primero comprende entre 2.300 y 1.500ma y el segundo entre 600 y 500ma. Es evidente que éstos son los que Stipanovich y Linares (op.cit.) refieren a los ciclos Transamazónicos y Caririano, respectivamente, del escudo brasileño. Entre los mismos, y solamente para la República Argentina, existen algunas pocas edades que, pueden representar o episodios locales tecto-metamórficos por la intrusión de cuerpos graníticos, o nuevos depósitos metamorfozados a

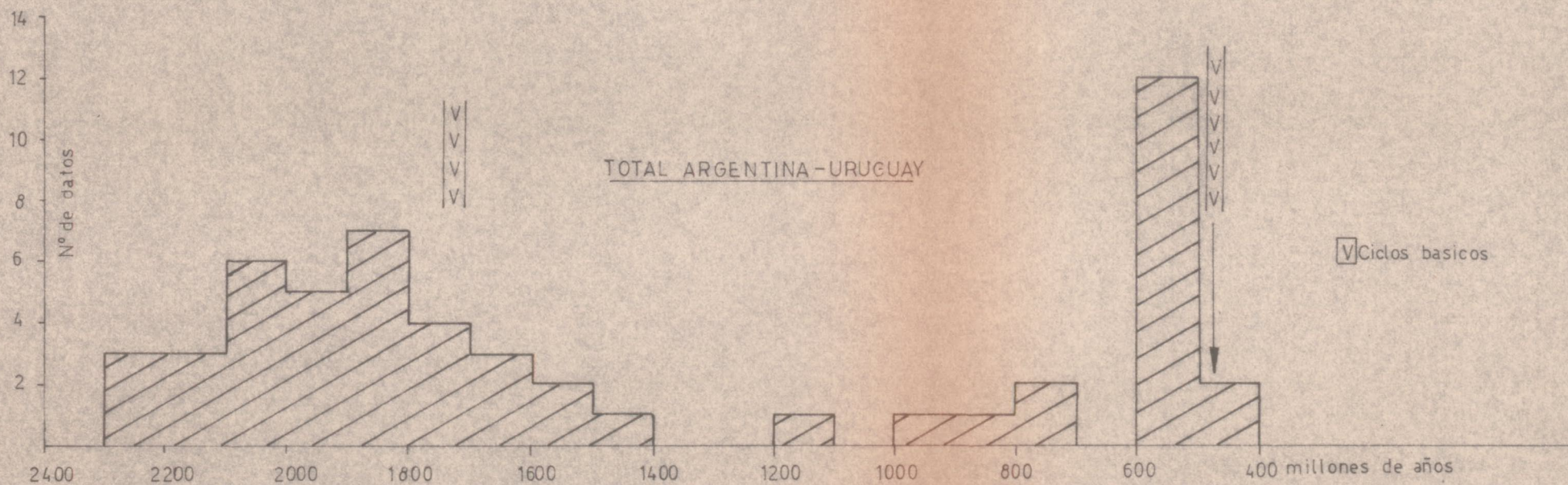
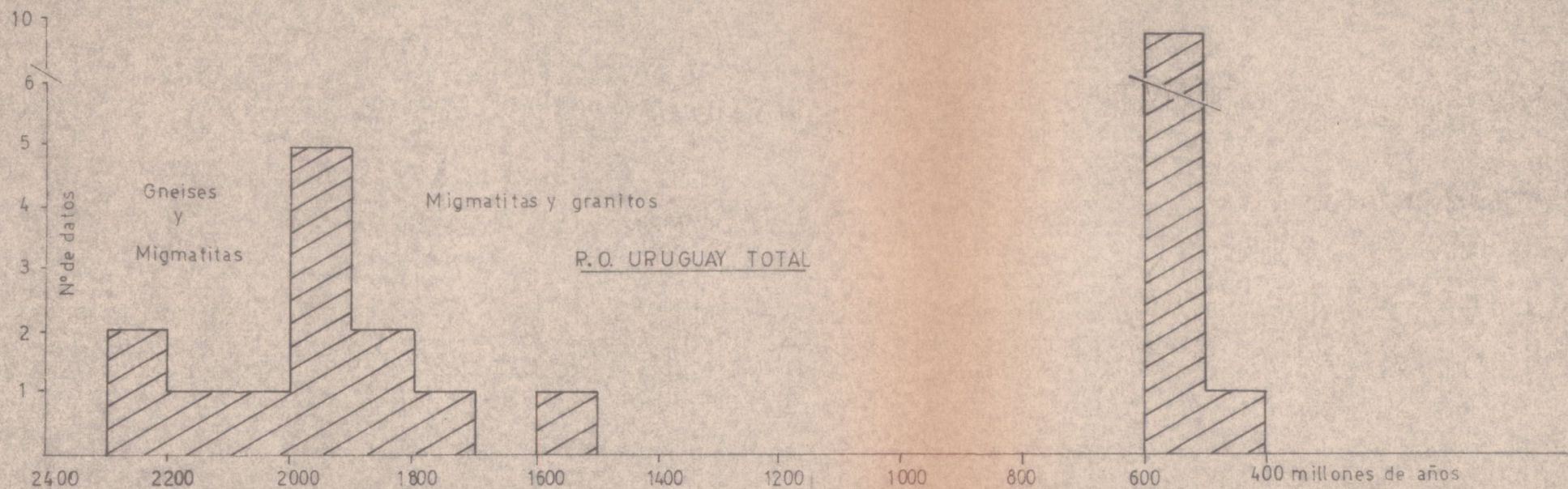
los datados como 1.000ma en el sur de Africa (Hart, 1956) o reactivación local de la orogenia principal, como ocurre en Brasil en episodios diastroficos en Minas. Cordani et al (1972).

El primer gran ciclo que abarca entre 2.300 y 1.500ma se encuentra bien representado en toda la región de Tandilia y la isla Martín García por rocas metamórficas, migmatíticas y graníticas por lo que se supone corresponde, por lo menos, a un ciclo de depositación, metamorfismo y granitización completo. La dispersión de las edades en el mismo puede deberse, además de la lógica diferencia por aplicar distintos métodos, a los episodios de deformación y metamorfismo superpuestos (Terry et al. 1973-1974).

De todas maneras es evidente que este ciclo corresponde a una antigua plataforma estable (Cordani et al. op.cit.), del precámbrico medio que conjuntamente con el basamento cristalino uruguayo conformaron un área cratónica (Cordani, op.cit.) que marcan el extremo sur del Escudo de Brasil y unión sudamérica con el cratón precámbrico de Africa del Sur (Halpern et al, 1972).

Las edades que corresponden a rocas cristalinas de 600-500ma corresponden fundamentalmente a rocas graníticas y migmatíticas por lo que se lo incluye como un nuevo ciclo "granitizante" del precámbrico más alto. Este ciclo está también presente en el sudeste de Africa, Brasil, Antártida y Sierra de la Ventana. (Halpern et al op. cit.).





Conclusiones.

El estudio comparativo de las unidades de basamento cristalino aflorantes en cerro El Cristo y en la isla Martín García han permitido, por un lado, conocer sus características tectónico-petrográficas en cada localidad y, por otro, establecer el modelo de deformación común y marcar las afinidades, similitudes y diferencias entre ambas áreas. En la aportación que se efectúa a este nuevo conocimiento del Precámbrico argentino, se ha propuesto denominar el conjunto de unidades litológicas que afloran en el área del cerro El Cristo, sobre la cual existía sólo información del tipo regional, con el nombre de Grupo El Cristo, con tres unidades formacionales: Gneis Dos Naciones, migmatita cerro Las Piedras y Granitoide Cerro San Veran. En cuanto al afloramiento de la isla Martín García, cuyo conocimiento hasta el presente era totalmente deficitario, se lo caracteriza con la denominación de Complejo isla Martín García.

Sobre la base de los estudios petrológicos, estructurales y geocronológicos realizados se piensa que las áreas de cerro El Cristo y la isla Martín García corresponden a un mismo cinturón orogénico precámbrico metamorfozado.

De acuerdo con el análisis estructural se han reconocido en las dos regiones de estudio dos tipos de comportamiento reccos ante la deformación: el primero, constituido fundamentalmente sobre gneises y anfibolitas, revela estilos de plegamientos armónicos y clásicos, mostrando pliegues más bien simétricos en los cua-

les es posible reconocer los elementos de geometría de los mismos; el segundo, correspondiente a migmatitas y venaciones pegmatoides, que muestra un muy avanzado estado de deformación plástica revelado por abundantes pliegues de tipo disarmónicos o similares con pérdida local de la constancia en el rumbo de las estructuras planares; y por último un tercer grupo, representado por rocas granitoides, que no muestra señales de deformación plástica, siendo los principales campos de desarrollo de fracturación.

Es, factor común, en ambas localidades, una fuerte orientación de la foliación y esquistosidad de rumbo SW-NE. Esta es coincidencia con la disposición de los ejes y planos de los pliegues de la segunda fase de deformación. Existe, sin embargo, una apreciable diferencia en el rumbo e inclinación de los ejes de los pliegues de la primer fase de deformación por plegamiento encontrados en la isla respecto a sus equivalentes de la región de Balcarce.

Las dos regiones, según se ha demostrado, difieren en los tipos rocosos presentes: en la zona de Balcarce, hay predominio de tipos migmatíticos y gneisicos, en tanto que en la isla Martín García prevalecen anfíbolitas acompañadas de esquistos y gneises con incipiente migmatización. Pero además, la región de Balcarce tiene abundantes granitoides que en la isla faltan o se reducen a pequeños filones. Por el contrario, en la isla M. García se comprobó la presencia de un pequeño cuerpo ultrabásico con alto contenido en níquel y correspondiente a una asociación de peridotita-rocas metamórficas regionales en facies de anfíbolitas almandínicas que, ha-

ta el momento no se determinó para la región de Balcarce o áreas vecinas de Tandilia.

Los granitoides que son típicos de la región de Balcarce, se pueden dividir en dos grupos en base a las características de campo y petrográficas encontradas: el primero, consiste en rocas que yacen como bancos concordantes con las metamorfitas y migmatitas y son clasificadas como de tipo sincinemático. El segundo, corresponde al granito de San Veran y demás cuerpos pequeños al oeste del cerro El Sombrero; éstos son definidos como movilizados intruídos con características de tardiosinemáticos, asignándosele su energía de intrusión a la granitación. A este respecto, se destaca que merece ser considerada la posibilidad de que pueda existir una tectónica provocada por el empuje de los granitos palingénicos movilizados desde la metatexis profunda hacia los más altos niveles corticales.

De acuerdo a las paragenesis minerales presentes y al contenido de anortita de las plagioclases de ambas localidades, se interpreta a las metamorfitas (egquistos, gneises y anfibelitas) como producto de un metamorfismo principal regional dinamotérmico de tipo barrroviano en condiciones de presión y temperatura equivalentes a facies de anfibelitas almandínicas, posiblemente subfacie B2.1 (estauroлита-alamandino) a B2.2 (cianita almandino) en el sentido de Winkler (1967).

En lo que concierne a la migmatización, conviene resaltar nuevamente que ella ha sido intensa en el área de Balcarce y débil e incipiente en la isla Martín García. El estudio de las migmatitas resultantes ha presentado problemas diversos, algunos de ellos deriva-

dos de la presencia de más de una generación de minerales de composición semejante en una misma roca, como sucede en las rocas de cerro El Cristo, que presentan dos generaciones de mica: una aparentemente antigua y gnéssica y otra, vinculada a la migmatización y provocando una "neoesquistosidad" en las rocas de mezcla. Por este motivo se consideró conveniente dividir los elementos constitutivos de las migmatitas en cuatro partes fundamentales: leucopaleosoma, melanopaleosoma, leuconeosoma y melanoneosoma, que entendemos coadyuvará en su estudio petrográfico y mejor interpretación petrogénica.

A este respecto es necesario señalar que los tipos de migmatitas encontrados en una y otra localidad no son iguales. Para la isla parecen existir tipos más simples, de neosomas claros (leuconeosoma), mientras que para Balcarce además de estos tipos se presentan otros más complejos de neosoma con biotita y granate (melanoneosoma). Asimismo, cabe señalar que de acuerdo con las características de los sectores neoformados de estas migmatitas éstos correspondan posiblemente a los que González Bonorino (1970) denominó como "magma hiperfluido" (líquido magmático residual o magma pegmatítico) cuyo origen primario se deba probablemente a la anatexis.

En ambas regiones la evolución de las plagioclasas desde las actinitas hasta los granitoides muestran un marcado enriquecimiento de albita como posible resultado de procesos anatécticos profundos. Algunos de estos minerales se muestran zonadas, indicando que estas estructuras de crecimiento se encuentran estrechamente vinculadas con los procesos de granitización que sufrieron las metamorfitas de las regiones estudiadas.

Del análisis de la serie cristalooblástica de migmatitas y actinitas de ambas localidades, se deduce que en ambas localidades, el progreso del proceso de migmatización se traduce, a nivel mineral, por la acidificación de la plagioclasa, el aumento del microclino y finalmente la aparición de un conjunto de minerales póstumbos ácidos y diafteréticos. Es también oportuno remarcar que la composición de los pasos cristalooblásticos correspondientes a las etapas de migmatización coinciden con las composiciones, en ambas localidades, de filones y granitoides ácidos.

En lo que se refiere a la evolución geológica, tanto en la región de Balcarce como en la isla Martín García, se observan dos grupos de edades radiométricas definidas. El más antiguo corresponde al precámbrico medio (Almeida, 1971) y está ubicado entre 2.150 y 2.040 millones de años. El segundo corresponde al precámbrico superior y comprende entre 1.870 y 1.520 millones de años. Es de destacar que también para ambas localidades existe un hiatus de igual magnitud que separa los grupos antes enunciados.

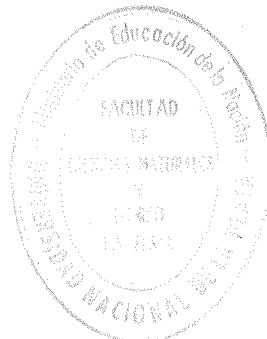
Se cree que el primer grupo de edades corresponde al primer gran ciclo de metamorfismo y deformación (M1, F1) que proponemos se designe como Ciclo Orogénico Balcarciano y que correlacionamos con el dominio A de Teruggi et al (1973 y 1974) y el Ciclo Orogénico Transamazónico de Brasil (Cordani et al, 1972).

El segundo ciclo de deformación y metamorfismo (M2, F2), estaría representado por el segundo grupo de edades, y debido a que en estudios anteriores, Teruggi et al (1973) lo reconocieron primero para la región

de Tandil denominándolo "dominio B", proponemos que se lo designe como Ciclo Orogénico Tandiliano.

Finalmente, cabe señalar que de acuerdo con los histogramas de edades radiométricas realizadas hasta el momento, en los que se incluyeron los datos del basamento cristalino de la R.O. del Uruguay, entendemos que los grandes eventos tecto-metamórficos que afectaron el basamento argentino precámbrico de Tandilia e isla Martín García se extendieron, al menos, en toda la masa orogénica del basamento rioplatense.

-00000-



BIBLIOTECA

569

4-XI-1975

Referencias Bibliográficas citadas en el texto.

- Aguirre, E. 1882. Constitución geológica de la Provincia de Buenos Aires. Cap. III. Censo general. Provincia Buenos Aires.
- Amos, A., Quartino, B. y Zardini, R. 1972. El grupo de La Tinta (provincia de Buenos Aires, Argentina). ¿Paleozoico o Precámbrico? Anais de XXV Congresso Brasileiro de Geologia. pp.211-221.
- Amos, A. 1974. Los estromatolitos del precámbrico sedimentario de la formación La Tinta, Provincia de Ba Aires, LEMIT, II, 269, pp. 151-155.
- Antonioli, J. 1969. Formación La Tinta (Ordovícico. Provincia de Buenos Aires). CIC. Notas, VI, 3, pp.1 27.
- Becke, F. 1913 a. Über mineralbestand und struktur der kristallinen schiefer. Akad. Wiss. Wien. Denkschr., Math-Natur., Kl., 25, pp. 1-54.
- Becke, F. 1913 b. Physiographie der gemengteile der kristallinen schiefer. Akad. Wiss. Wien. Denkschr., Math-Natur., Kl., 25, pp. 97-152.
- Billings, M. 1954. Structural geology. Prentice Hall, N.Y.
- Borrello, A. 1966. Trazas, restos tubiformes y cuerpos fósiles problemáticos de la Formación La Tinta. Sierrras Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires CIC Paleont. Bonaer. V. p.42.
- Borrello, A.; Cingolani, C. y Méndez, E. 1969. Bosquejo geotectónico del territorio bonaerense y zonas adyacentes. Actas IV° Jorn. Geol. Arg., I, pp. 91-97.
- Bucher, W. 1933. The deformation of the earth's crust. Princeton Univ. Press, Princeton, N.Y. 518 pp.
- Caillière, S. e Iñiguez Rodríguez, A. 1967. Etude minéralogique de "La Tinta" formation argileuse de la province de Bs.As., République Argentine. Bull.Soc. fr. Mineral.Cristallogr., XC, pp. 246-257.
- Cannon, R. 1962. The gneisses of the Bartica assemblage, British Guiana. Geol. Mag. 99, pp. 164-172.

- Cannon, R. 1966. Plagioclase zoning and twinning in relation to the metamorphic history of some amphibolites and granulites. Amer. Jour. of Science, 264, pp. 526-542.
- Cazeneuve, H. 1967. Edades isotópicas del basamento de la Pcia. de Buenos Aires. Ameghiniana, V, 1, pp.3-10
- Cloos, E. and Hietanen, A. 1941. Geology of the "Mar-tic Overthrust" and the Glenarm Series in Pennsylvania and Maryland. Geol. Soc.Am., Sp. paper, 35, pp. 297.
- Codignotto, J. 1969. Geología del sector ubicado a dos kilómetros al sudoeste del cerro Redondo. Olavarría, Pcia. Buenos Aires, República Argentina, Rev. Asoc. Geol.Arg., XXIV, 2, pp. 105-115.
- Compton, R. 1955. Trondhjemite batholith near Bidwell Bar, California, Geol.Soc.Am.Bull., 66, pp. 9-44.
- Cordani, V., Amaral, G. y Kawashita, K. 1972. The pre-cambrian evolution of South-America. Conferencia Problemas Tierra Sólida, VII, pp.335-345. Buenos Aires.
- Cortelezzi, C. 1954. Estudio petrográfico de las rocas de la zona de Sierra Chica (partido de Olavarría) con los ensayos físicos para determinar sus cualidades técnicas. LEHIT, serie II, 52, pp. 5-24.
- Crawford, M. 1955. Composition of plagioclase and associated minerals in some schists from Vermont, USA and South Westland, New Zealand. Contrib. Min. Petro.13, pp. 269-284.
- Cheng, V. 1942. A hornblende complex including appinitic types in the migmatite area of north Sutherland, Scotland. Proc.Geol.Assoc., 53, pp.1-67.
- Cheng, V. 1944. The migmatite area around Bettyhill, Sutherland, Quart.Journ.Geol.Soc., 99, 107.
- Dalla Salda, L.; Guichen, H. y Rapela, C. 1972. Hallazgo de una brecha de talud en el techo de las calizas de Barker, Prov. Bs.Aires, Rep.Argentina. Notas Rev. Asoc.Arg.Min.Petro. y Sed., III, 4, pp. 133.
- Darwin, Ch. 1846. Geological observations of South America, being the third part of the geology of the voyage of the Beagle during 1832-1836. London.

- de Almeida, F. 1971. Geochronological division of the precambrian of South America. *Rev. Brasileira de Geociencias*, I, 1, pp. 22-29.
- Deer, W., Howie, R. and Zussman, J. 1962. *Rock-forming minerals*. Longmans. London.
- de Moussy, V. 1899. *Description géographique et statistique de la confederation Argentine*. I-III, Paris.
- De Romery H. 1964. Sobre la geología de la zona de "El Choique", entre el cordón de Los Farallones y el cordón de Bonilla, quebrada Santa Elena, Uspallata (provincia de Mendoza). *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, XIX, 1, pp. 9-18.
- D'Orbigny, A. 1847. *Voyage dans L'Amerique Meridionale*. Paris.
- Edelman, M. 1949. Structural history of the Eastern Part of the Gullkrona Basin, SW Finland, *Comm. Geol. Finland Bull.*, 148, pp. 1-48.
- Eskola, P. 1932. On the origin of granite magmas. *Min. Petrogr. Mitt. (M.F.)*, 44, pp. 451-481.
- Eskola, P. 1941. Erkki Mikkola und der heutige stand d der pre kambrischen geologie in Finland. *Geol. Rundschau*, 32, pp. 542-583.
- Eskola, P. 1951. Around Pitkaranta. *Ann. Acad. Sci. Fennicae Ser. A III*, 27, pp. 1-90.
- Franke, H. 1875. *Studien über cordillerengesteine*. A-polda, S. 25, 34.
- Fyfe, W. and Turner, F. 1968. Reappraisal of the metamorphic facies concep. *Cont. Min. Pet.* 12, pp. 354-364.
- Goldschmidt, V. 1915. Geologisch-petrographische studien im Buchgebirge des Sudenlichen Norwegens, III Die kalksilikatgneise und kalksilikatglimmerschiefer des Teondhjem-Gesietes. *Vidensk. Selsk. Skr. I, Math. Nat. Kl.* 10, pp. 1-37.
- Gonzalez Bonorino, F. 1954. Geología de las Sierras Bayas, Pdo. de Olavarría, Prov. de Buenos Aires. *LEMIT serie II*, 55, pp. 5-37.

- González Bonorino, F.; Zedini, R.; Figueroa, M. y Limou sin, T. 1956. Estudio geológico de las Sierras de Olavarria y Azul (Pcia. de Buenos Aires). LEMIT, SII, 63 pp. 5-22.
- González Bonorino, F. 1970. Migmatitas: bases para una nomenclatura. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXV, 2, pp.262-273.
- Grunenfelder, M. 1962. Mineraliten von gesteinen aus dem Gotthard Massiv. Schweiz.Min.petrogr.Mitt., 2, 6.
- Halpern, M. y Linares, E. 1970. Edad Rubidio-Estroncio de las rocas graníticas del basamento cristalino del área de Olavarria. Pcia. de Bs.Aires, Rep. Argentina. Rev. Asoc. Geol. Arg. XXV, 3, pp. 303-306.
- Halpern, M.; Umpierre, M. y Linares, E. 1972. Radiometric ages of crystalline rocks from Southern South-America as related to Gondwana and Andean Geologic Provinces. Simposio Manto Superior. Bs.As. II, pp.345-359.
- Hart, S. 1966. Radiometric ages in Uruguay and Argentina and their implications concerning continental drift. Geol. Soc. Am., Ann. Meet., 46.
- Hauthal, R. 1936. Contribución al estudio de la geología de la Pcia. de Buenos Aires. 1-Las sierras entre Cabo Corrientes e Hinojo. Rev.Mus. La Plata, VII, pp. 477-482.
- Hepworth, J. 1937. The photogeological recognition of ancient orogenic belts in Africa. Quat.J.Geol.Soc. London, 431, 123, pp. 283-292.
- Hepworth, J. and Kennerley, J. 1939. Photogeology and structure of the Mozambique orogenic front, near Kolo, north-east Tanzania. Quat.J.Geol.Soc.London, 500, 125, pp. 47-479.
- Heusser, J. y Claraz, G. 1933. Ensayo de un conocimiento geognóstico físico de la provincia de Buenos Aires. 1-La cordillera entre Cabo Corrientes y Tapalqué. Buenos Aires.
- Holmberg, E. 1934. Viajes a las Sierras de Tandil y a La Tinta. 1a.parte. Actas. Acad.Nac.Ca. Córdoba, V, 1a. entrega.
- Holmberg, E.L. 1972. Tandilia. Simposio Geología.Regional Argentina. Córdoba, 1969, pp.1-31.

- Iñiguez Rodríguez, A. 1970. Composición mineralógica de la las arcillas de la Serie de La Tinta, Pcia. de Buenos Aires. LEMIT, XII, 56, pp. 75-83.
- Iñiguez Rodríguez, A. y Zalba, P. 1974. Nuevo nivel de arcillitas en la zona de Cerro Negro, Pdo. de Olavarría Prov. de Buenos Aires, LEMIT, 3 II, 264, pp. 95-100.
- Jager, E. 1961. K-Sr-Alter an gesteins glimmern der Schweizer Alpen. Schweiz.Min.Petrogr., Mitt., 41, 255.
- Jahns, R. 1967. Serpentinities of the Roxbury district, Vermont, Ultramafic and related rocks. pp. 135-155. P. Willie ed. J.Wiley, N.Y.
- Jung, J. y Roques, M. 1952. Introduction a l'étude zo--neographique des formations cristallophylliennes. Bull. Ser. Carte Géologique de la France. 236, L, pp. 61.
- Kilmurray, J. e Iñiguez Rodríguez, A. 1963. Los gneises escaopolíticos de las Ramaditas, Villa Unión (Pcia. de La Rioja). Rev. Mus. La Plata (N.S.) Secc. Geol., VII, pp. 18-29.
- Kilmurray, J. 1969. Petrología de las rocas metamórficas del sector noreste de la Sa. de Maz, Villa Unión, Pcia. de La Rioja (estudio preliminar). IV° Jornadas Geol. Arg., I, pp. 408-428.
- Kilmurray, J. 1969 b. Lineaciones columnares de olivaje en las rocas deformadas del Abra Agua Blanca y Cerro Pan de Azúcar, Sierras Australes de la Pcia. de Buenos Aires. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXIV, 3, pp. 239-52
- Kilmurray, J. 1971. Las ortoanfibolitas de la Sierra de Maz, Pcia. de La Rioja. Rev. Museo La Plata (N.S.), Secc. Geol. VII, pp. 51-75.
- Kilmurray, J. y Dalla Salda, L. 1971 a. Las fases de de formación y metamorfismo en la Sierra de Maz, Pcia. de La Rioja, República Argentina. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXVI, 2, pp. 245-263.
- Kilmurray, J. y Dalla Salda, L. 1971 b. Las fases de formación y metamorfismo en el área del cerro Valdía, Pcia. de San Juan, Rep. Argentina. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXVI, 1, pp. 25-33.
- Linares, E. y Latorre, J. 1969. Datación por el método de K/Ar de algunas rocas ígneas argentinas. Informe inédito. Com. Nac. Ener. Atómica. Bs. Aires.

- Marfunin, A. 1966. The feldspars. Phase relations, optical properties and geological distribution. Acad. Sc. USSR. Proc. Inst. Geol. ore dep., petrogr., min. and geoch. Issue 78., pp. 317.
- Marmo, V. 1967. On granites; a revised study. Bull.Com. Geol.Finlande, 227, pp. 1-83.
 - Marmo, V. 1971. Granite petrology and the granite problem. Elseviere, Amsterdam. 244 pp.
 - Mehnert, K. 1968. Migmatites and the origin of granitic rocks. Elseviere. Amsterdam, 393 pp.
 - Moorbath, S. 1965. Isotoping dating of metamorphic rocks in Controls of metamorphism, pp. 235-267, ed. Pitcher y Flinn. Oliver y Boyd. London.
 - Morteani, A. y Raase, M. 1974. Metamorphic plagioclase crystallization and zones of equal anorthite content in epidote-bearing, amphibole-free rocks of the western Tauernfeuster, eastern Alps. Lithos, 7, 2, pp.101-113.
 - Nagera, J. 1919. La Sierra Baya. Dir. Gen. Min. Geol. Hídr.An.Min.Agrí.XIV,1.
 - Nagera, J. 1932. Primera carta geológica general de Tandilia. Escala 1:50.000.
 - Nagera, J. 1940. Tandilia. Historia física de la Provincia de Buenos Aires. Biblioteca de Humanidades, XXIV, La Plata.
 - Niggli, E. 1960. Mineral-zonen der alpinen metamorphose in den Schweizer Alpen. Rep.Int.Geol.Congr., 21a sec. Norden, vol.13, pp. 132-138.
 - Passotti, P. 1957. Los domos lacolíticos de Tandil(provincia de Buenos Aires). Univ. Nac. Lit. Inst.Fislog. y Geol. Públi., XLII, pp. 75.
 - Phillips, F. 1930. Some mineralogical and chemical changes induced by progressive metamorphism in the Green Bed Grup of the Scottish Dalradian. Mineral.Mag., 22, pp. 239-259.
 - Piccoli, G. 1960. El problema de las migmatitas a través de medio siglo de investigaciones. Com.Museo 7in. y Geol., 37. Fac.Cs.Exactas y Naturales.Córdoba,pp.1-103

- Quartino, B. y Villar Fabré, J. 1977. Geología y petrología del basamento de Tandil y Barker, Prov. de Bs. As., a la luz del estudio de localidades críticas. *Revista Asoc. Geol. Arg.*, XXII, 3, pp. 223-251.
- Rabassa, J. 1974. Geología superficial en la hoja "Sierras de Tandil", Prov. de Buenos Aires. *Anales LEMIT, Serie II*, 240, pp. 117-160.
- Radice, M. 1949. Caracteres petrográficos y propiedades técnicas de rocas graníticas argentinas. Resultado de un estudio comparativo. *Notas Museo La Plata, XI, Geo.* 43, 115 pp.
- Ramsay, J. 1960. The deformation of early linear structures in areas of repeated folding. *Journal of Geology*, 68, pp. 75-93.
- Rapela, C., Dalla Salda, L. y Cingolani, C. 1974. Un intrusivo básico Ordovícico en la Formación La Tinta (Sierra de Los Barrientos, Prov. de Bs. As., Argentina). *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, XXIX, 3, pp. 319-331.
- Raguin, E. 1946. *Géologie du granite*. Masson, Paris, pp. 211.
- Rast, N. 1958. Tectonics of the Schichallian complex. *Quart. Jour. Geol. Soc.*, 114, pp. 25-46.
- Read, H. 1955. The Banff nappe. *Geol. Assoc. London. Proc.* 66, pp. 6.
- Read, H. 1957. The granite controversy. Thomas Morby, London, pp. 427.
- Romberg, J. 1894. Petrographische untersuchungen argentinischer gesteine. Ausgeführt im mineralogisch-petrographischen Institute der Universität, Berlin. *N. Jahrbuch f. Mineralogie, etc.* 88 IX, pp. 293-392.
- Schauer, O. y Venier, H. 1967. Observaciones geológicas en la zona de Barker, Sierra de La Tinta, Prov. de Bs. As. *Notas CIC, Bs. As.*, V, 16.
- Schiller, W. 1930. Complicaciones tectónicas (cobijaduras) en las Sierras de Tandil. *Rev. Museo La Plata*, XXXII, pp. 299-306.
- Schiller, W. 1934. Hallazgo de caolín en una falla de la Sierra de Volcán, cerca de Balcarce (Prov. de Bs.

As.). Notas Museo La Plata, III, geol. 6, pp.55-70.

- Schiller, W. 1938. Cobijaduras tectónicas en el Paleozoico de la Sierra de La Tinta, Notas. Museo La Plata III, geol. 5, pp. 35-46.
- Stelzner, A. 1923. Contribución a la geología de la República Argentina en la parte limítrofe de los Andes Chilenos entre los 32° y 33° sur. Actas Acad. Nac. Cs.Córdoba, VIII, entregas 1 y 2, pp. 1-228.
- Stipanovic, P. y Linares, E. 1969. Edades radiométricas determinadas para la Argentina y su significado geológico. Acad. Nac. Cs. Córdoba. Bol.47, 1, pp. 51-98.
- Sutton, J. 1963. Long-term cycles in the evolution of the continents. Nature, 198, 731.
- Sutton, J. 1965. Some recent advances in our understanding of the controls of metamorphism. In controls of metamorphism, pp. 23-45, ed. Pitcher y Flinn. Oliver & Boyd, London.
- Sutton, J. and Watson, J. 1951. The Pre-Torridonian metamorphic history of the Loch Torridon and Scourie areas in the North-West Highlands, and its bearing on the chronological classification of the Lewisian. Quart. J. Geol. Soc. London, 106, pp. 241-308.
- Sutton, J. and Watson, J. 1959. Structure in the Caledonides between Loch Duich and Glewielg, northwest Highlands. Quart., J. Geol. Soc. London, 114, pp. 231-257.
- Tapia, A. 1936. Mapa geológico de la República Argentina (Hoja Bs. As.) escala 1:1.000.000.
- Tapia, A. 1937. Datos geológicos de la Provincia de Buenos Aires. Com.Nac.Clim.Agric.Min.II, pp.23-90. Bs.As.
- Teruggi, M.; Mauriño, V.; Limousin, T. y Schauer, O. 1958. Geología de las Sierras de Tandil. Rev. Asoc. Geol. Arg. XIII, 3, pp. 185-204.
- Teruggi, M.; Mauriño, V. y Limousin, T. 1962. Geología de la porción oriental de las Sierras de Tandil. An. Iras.Jornadas Geol. Arg., II, pp. 359-372.
- Teruggi, M. 1964. Paleocorrientes y paleogeografía de las ortocuarcitas de la serie de La Tinta (Prov.Bs.Aires). Anales CIC, V, pp. 1-27.;

- Teruggi, M.; Kilmurray, J. y Dalla Salda, L. 1973. Los dominios tectónicos de la región de Tandil. An. Soc. Cient. Arg. CXCV, i-ii, pp.81-94.
- Teruggi, M.; Kilmurray, J. y Dalla Salda, L. 1974. Los dominios tectónicos de la región de Balcarce. Rev.As. Geol.Arg.,XXIX, 3, pp. 265-276.
- Tozzi, M. 1957. Estudio sedimentológico de las ortocuarcitas de la región de Balcarce. Tesis Museo La Plata. (Inédita).
- Troger, W. 1959. Optische bestimmung der gesteinsbildenden minerale, Teil 1. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Turner, F. 1968. Metamorphic petrology. Mc Graw Hill, N.Y.
- Turner, F. and Weiss, L. 1963. Structural analysis of metamorphic tectonites. Mc Graw Hill, N.Y.
- Turner, F. y Verhoogen, J. 1963. Petrología ígnea y metamórfica. Omega, Barcelona.
- Umpierre, M. y Halpern, M. 1971. Edades Estroncio-Rubidio en rocas cristalinas del sur de la República Oriental del Uruguay. Rev.Asoc.Geol.Arg.,XXVI, pp.133-151.
- Valentín, J. 1998. Bosquejo geológico de la Argentina. Parte geológico del 2do. Censo Nacional de 1895, I, pp. 61-109.
- Villar Fabr6, J. 1955. Resumen geológico de la hoja 32q Sierras de Azul(provincia de Buenos Aires). Rev.Asoc. Geol.Arg., X, 2, pp. 75-99.
- Villar Fabr6, J. 1957. Descripción geológica de la hoja 32q Tandil. Dir.Nac.Minería Bol. 86.
- Von Platten, H. 1965. Experimental anatexis and genesis of migmatites. In controls of metamorphism, pp. 203-234 J.Willer and Sons, N.Y.
- Wegmann, G. 1930. Ueber diapirismus. Bull.Comm.Geol.Finlande, 192, pp.58-76.
- Wegmann, C. und Kranck, E. 1931. Beitrage zur kenntnis der Suecofenniden in Finnland. Comm.Geol. Finlande Bull. 9, pp. 1-107.

- Wenk, E. 1962. Plagioklas als indexmineral in den Zentralalpen. Schweiz Mineral. Petrog. Mitt, 42, pp.139-152.
- Winkler, H. 1967. Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer Verlag, Berlin.
- Wiseman, J. 1934. The central and southwest Highland epidiorites. Quart.J.Geol.Soc. London, 90, pp.354-417.
- Wyllie, P. 1967. Ultramafic and ultrabasic rocks, pp.1-17' in Ultramafic and related rocks. Ed.P.Wyllie. J. Wiley and Sons. N.Y.

* * *